

Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs.

Studie über Verbreitung und Tektonik des Miocäns von
Mittelsteiermark.

Von Artur Winkler.

Mit zwei Tafeln (Nr. XXI und XXII), zwei Übersichtstabellen (I und II) und
7 Textfiguren.

Vorbemerkung.

In dieser Arbeit fasse ich die Resultate meiner Begehungen in
Mittelsteier zusammen.

Für die Zuwendung einer Unterstützung aus der „Sueßstiftung“
bin ich meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. F. E. Sueß,
Vorstand des geologischen Instituts der Universität in Wien, sehr zu
Dank verpflichtet. Bei Begehung der Windischen Büheln hatte ich
mich der tatkräftigen Unterstützung meiner Kollegen Herrn cand. geol.
Robert Jäger und Fräulein cand. geol. Ottilie Saxl zu erfreuen.
Ich fühle mich verpflichtet, ihnen an dieser Stelle für ihre wertvolle
Mithilfe meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

Begrenzung der mittelsteirischen Scholle.

Als Mittelsteiermark bezeichne ich jenes mit miocänen Sedimenten
erfüllte und ungefaltete Tertiärbecken, das im Norden durch die
Berge des Grazer Paläozoikums und ihrer östlichen Fortsetzung, im
Westen durch die Koralpe, im Süden durch das Posruckgebirge, den
Draufuß zwischen Marburg—Friedau und die Linie Friedau—Lutten-
berg und schließlich im Osten durch die paläozoische Erhebungs-
reihe Günser Horst¹⁾—Harmischer Wald—Hohensteinmaisberg—Sulz—
Neuhaus—St. Georgen begrenzt erscheint²⁾.

An die mittelsteirische Scholle fügt sich westwärts (jenseits der
Koralpe) die im Jungtertiär eine analoge tektonische Position ein-
nehmende zentralkärntnerische Region an, während beiden genannten
Schollen südwärts die jugendlichen Faltenzüge vorgelagert sind, die von
Westkroatien über Untersteiermark bis nach Innerkrain sich erstrecken.

Die tektonischen Beziehungen dieser Schollen zueinander wurden
in einer vorläufigen Mitteilung bereits erörtert³⁾.

¹⁾ E. Sueß, Antlitz der Erde. I. Wien 1885, pag. 177.

²⁾ Siehe pag. 504.

³⁾ A. Winkler, Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteirischen
Tertiärgebiets und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken. Vor-
läufige Mitteilung. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1913, Nr. 13.

1. Kapitel.

Der Untergrund der Grazer Bucht (Mittelsteier).

Hofrat Toulas¹⁾ hat im Jahre 1878 die Meinung ausgesprochen, daß der Untergrund der von tertiären Sedimenten bedeckten Grazer (mittelsteirischen) Bucht zum größten Teil von Altpaläozoikum (Devon) gebildet wäre. Die Auffindung devonischer, fossilführender Schichten durch den ungarischen Aufnahmegeologen K. Hofmann²⁾ in den am Ostrande der mittelsteirischen Bucht (jenseits der österreichischen Grenze) gelegenen Schieferinseln (Hannersdorf, Hohensteinmaisberg, Sulz bei Güssing), ließ es damals wahrscheinlich erscheinen, daß diese Vorkommnisse unter dem verhüllenden, tertiären Mantel in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem Paläozoikum bei Graz stehen mögen.

Meine Untersuchungen der in den Basalttuffen der Oststeiermark eingeschlossenen, aus der Tiefe emporgezogenen Einschlüsse älterer Gesteine haben indes gezeigt, daß der räumliche Zusammenhang der am Ostrand auftauchenden paläozoischen Zone mit dem „Grazer“ Paläozoikum wahrscheinlich nicht in vollem Ausmaß zu Recht besteht.

A. Die paläozoische Zone am Ostrande der mittelsteirischen Bucht.

Der Ostrand der Grazer Bucht wird von einem Zuge beiläufig NNO—SSW streichender, aus dem Tertiär aufragender [paläozoischer Schieferinseln gebildet³⁾; sie beginnen mit der ausgedehnten Rechnitzer Schieferinsel (von E. Suess⁴⁾ als Günser Horst bezeichnet), setzen sich in den Hügeln von Hannersdorf und dem Eisenberg bei Kohfidisch fort, verlängern sich südwärts im Hohensteinmaisberg und den Klippen von Sulz (bei Güssing) und tauchen schließlich nach längerer Unterbrechung in der Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen (östlich von Gleichenberg⁵⁾ zum letztenmal empor.

Hofmann⁶⁾ hat in diesem Zuge, wie erwähnt, an einzelnen Punkten Fossilien gesammelt, die nach Toulas Bestimmung dem Mitteldevon entsprechen. Mohr⁷⁾ hat in letzter Zeit die zuerst erwähnten Vorkommen (Rechnitzer Schieferinsel, Eisenberg) seiner „unteren Grauwackendecke“ zugerechnet und demgemäß als Jungpaläozoikum gedeutet, während er die aufragenden Devonkalkklippen des Hohensteinmaisbergs und von Hannersdorf als Denudationsrelikte

¹⁾ F. Toulas, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1873, pag. 47—52. Über Devonfossilien aus dem Eisenburger Komitat.

²⁾ K. Hofmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 16. Beilage.

³⁾ K. Hofmann, F. Toulas, loc. cit. — H. Mohr, Versuch einer tektonischen Auflösung etc. Denkschr. k. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Kl., Bd. LXXXVIII, 1912.

⁴⁾ E. Suess, Antlitz der Erde. I. Wien 1885, pag. 177.

⁵⁾ Ferd. Stoliczka, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, pag. 2. — J. v. Matyasovszky, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 27. — A. Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913, pag. 416.

⁶⁾ K. Hofmann, loc. cit. pag. 16.

⁷⁾ H. Mohr, loc. cit. pag. 16—18.

seiner „oberen Grauwackendecke“ ansieht. Die Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen“, welche den südlichsten Ausläufer dieser Inselreihe darstellt, habe ich vorläufig einer flüchtigen Untersuchung unterworfen¹⁾.

Diese hat mir die Annahme eines jungpaläozoischen Alters nahegelegt.

Die Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen stellt einen in Ost-West-Richtung zirka 5 km und in der Nord-Süd-Richtung 2·5 km ausgehenden Rücken dar, der sich aus seiner Umhüllung sarmatischer Sedimente nur wenig erhebt. An dem Aufbau nehmen folgende Gesteine Anteil:

1. Lichte, grünlich-graue Tonschiefer,
2. Grünschiefer,
3. Diabase,
4. schwarzgraue, plattige Tonschiefer,
5. dunkelgraue Schiefertone,
6. Graphitschiefer,
7. serizitische Schiefer,
8. Quarzit,
9. Kieselschiefer,
10. Kalkschiefer, plattig;
11. gelbgrauer Marmor,
12. dolomitische Kalke,
13. Erze.

Ein Vergleich mit der jüngst von Mohr beschriebenen „Rechnitzer Schieferinsel“ zeigt eine Analogie im Schichtenbau²⁾.

Das starke Hervortreten tonschieferartiger Gesteine, das reichliche Vorhandensein von Grünschiefern, das Erscheinen von Kalkschiefern, von Diabasen und Graphitschiefer, Serizitschiefern, quarzitischen Lagen und Marmorbändern scheint mit dem Habitus der Gesteine in der „Rechnitzer“ Insel, deren südliche Fortsetzung das besprochene Vorkommen darstellt, übereinzustimmen. Es ergibt sich hieraus mit einiger Wahrscheinlichkeit eine Gleichaltrigkeit mit den jungpaläozoischen? Gebilden von Mohrs „unterer Grauwackendecke“.

Es sei ferner darauf hingewiesen, daß in dem der Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen“ räumlich zunächst gelegenen Aufbruch paläozoischer Gesteine, dem Sausalgebirge (Westrand des Grazer Beckens) eine ähnlich gebaute Schichtfolge vorliegt³⁾.

Bemerkenswert erscheint neben dem Auftreten von Grünschiefern, Diabasen und Diabasporyhyriten und graphitischen Schiefeln

¹⁾ Siehe auch Artur Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913, pag. 416 und 433.

²⁾ H. Mohr, loc. cit. pag. 16—18.

³⁾ F. Rolle, Geol. Untersuchungen in dem Teile Steiermarks zwischen Graz, Obdach, Hohenmauten und Marburg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1856, pag. 244—247. — D. Stur, Geologie der Steiermark pag. 130. — V. Hilber, Die Miocänablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XXVIII, pag. 506—509. — Dreyer, Dr. J., Die geologische Aufnahme der NW-Sektion des Kartenblattes Marburg und die Schichten von Eibiswald in Steiermark. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 86.

das Vorkommen von Serizitschiefern, die sich nach Leitmaiers¹⁾ Untersuchungen als metamorphe Quarzporphyre erwiesen haben.

Es tritt also hier ein für höheres Karbon (und Perm) sehr bezeichnender Gesteinstypus zutage²⁾.

Einen weiteren Vergleichspunkt bietet schließlich die von weiland Bergrat Teller³⁾ im Bereiche des Karawankenzuges (Ostkarawanken) aufgefundene und unter der Bezeichnung „paläozoische Bildungen unbestimmten Alters“ ausgeschiedene Serie, die nach diesem Forscher als mutmaßliches Karbon (und zwar Unterkarbon) angesehen wurde.

Das Vorherrschen der schiefriigen Entwicklung über die kalkige, das Auftreten mächtiger Diabastuffe und Diabase, von Tonschiefern, von spärlichen Marmorbänken und quarzitischen Gesteinen (Grauwacken!), welche letztere häufig Kieselschieferereinschlüsse enthalten, zeigt einen deutlichen Anklang an die paläozoischen Gesteine der Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen. Diese Ähnlichkeit erscheint um so bemerkenswerter, als die übrigen, im Karawankenzug so vollständig entwickelten paläozoischen Sedimente eine ganz anders geartete Ausbildung aufzeigen.

Die Analogie im Gesteinsbau mit der jungpaläozoischen Günser Insel (Mohr)⁴⁾, mit dem durch „Quarzporphyr“ gekennzeichneten Sausalgebirge und der unterkarbonen? (nach Teller) Zone der Ostkarawanken, spricht zugunsten der Annahme, daß die Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen der Hauptsache nach aus jungpaläozoischen (karbonen) Gesteinen aufgebaut ist.

Ob der auflagernde dolomitische Kalk bei der Ortschaft Kallh (Nordrand der Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen), der bisher keine Fossilien geliefert hat, derselben Serie zuzuzählen ist oder ob er den altpaläozoischen Gesteinen des Hohensteinmaisberges, von Hannersdorf und Sulz zuzurechnen ist, muß bis zur genaueren Untersuchung dieser Schieferinsel eine offene Frage bleiben.

Trotz dieser faciiellen Übereinstimmung der Sedimente wird diese Altersdeutung solange nur ganz hypothetischen Charakter beanspruchen können, als nicht durch genauere Untersuchungen, insbesondere durch Fossilfunde sichere Anhaltspunkte gewonnen sind.

¹⁾ H. Leitmaier, Geologie der Umgebung von Kainberg im Sausal. Mitteilungen d. naturwiss. Vereins für Steiermark. Jahrg. 1907. Graz 1908. Schon Rolle erwähnt von hier porphyrtartige Gesteine.

²⁾ V. Hilber tritt für ein silurisches Alter des Sausalgebirgs, J. Dreger für ein devonisches ein. Erstere Ansicht beruht auf der Ähnlichkeit mit „silurischen“ Gesteinen des Grazer Beckens (Semriacher Schiefer!). Es sei aber hervorgehoben, daß für diese neuerdings ein jüngerer, karbonisches Alter in Anspruch genommen wird. (H. Mohr, Was lehrt uns das Breitenauer Karbonvorkommen? Mitt. der Geol. Gesellsch. in Wien, 1911, pag. 309—310).

³⁾ F. Teller, Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. Wien 1896, pag. 44—52.

⁴⁾ H. Mohr, Denkschrift. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. mathem.-naturw. Kl. Bd. LXXXVIII, pag. 17.

B. Der Untergrund des Eruptivgebiets von Gleichenberg.

Im östlichen Teil der Grazer Bucht breitet sich das durch seine jungvulkanischen Ausbrüche gekennzeichnete Eruptivgebiet von Gleichenberg aus ¹⁾. Die Einschlüsse in den Basalttuffen lassen vielfach einen Schluß auf die Gesteine im tieferen Untergrund zu.

Im Basalttuff von Tobaj bei Güssing, der hart an der früher erwähnten Schieferinsel von „Sulz“ gelegen ist, finden sich Einschlüsse von Grünschiefern ²⁾.

In der westwärts dieses Nord—Süd streichenden Zuges paläozoischer Schiefer gelegenen Region konnte ich in den Tuffen der „Stadt und Langberge“ von Fürstenfeld zahlreiche Einschlüsse von Tonschiefer und einen von blaugrauem Kalk erkennen.

Wir stehen also hier noch im Bereiche der paläozoischen Zone. Wenige Kilometer südwestlich lassen die Tuffberge in der Umgebung der Stadt Feldbach (am Auersberg, Kalvarienberg, Unter-Weißbach) nebst zahlreichen Trachytgesteinen, Leithakalken, sarmatischen und pontischen Fragmenten in großer Menge „Gneis“-Einschlüsse erkennen ³⁾. Trotz der großen Menge der eingeschlossenen kristallinen Gesteine lassen sich keinerlei Spuren paläozoischer Sedimente im Tuff nachweisen.

Es ist somit wahrscheinlich, daß die tertiären Bildungen unmittelbar dem „Gneis“ aufgelagert sind.

Die Tuffe des Auersberges erwiesen sich stellenweise ganz erfüllt von Gneiseinschlüssen, umgeben von einer basaltischen Schlackenschicht. Die Auswürflinge erreichen oft Kopfgröße.

Südost von Feldbach haben die Tuffe von Kapfenstein zahlreiche Granite, Gneise, Eklogite und Aplite zutage gefördert ⁴⁾.

Leopold von Buch, Partsch, Anker, Andrae, Sigmund haben sie erwähnt. Für die Granite hat allerdings Dr. F. Heritsch ⁵⁾ in letzter Zeit einen jugendlichen Ursprung (Zusammenhang mit einem Tiefengestein des jungtertiären Gleichenberger Trachyt) angenommen.

In dem nördlich von Kapfenstein gelegenen Tuff des Waxenegg sind ebenfalls Graniteinschlüsse bekannt.

Das südlichste der „Gleichenberger“ Eruptivvorkommnisse stellt das Klöcher Massiv dar. Am Kindbergkogel (nördliche Erhebung) konnte

¹⁾ A. Winkler, loc. cit. pag. 1.

²⁾ F. Stoliczka, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863. Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführte Übersichtsaufnahme des südwestlichen Teiles von Ungarn, pag. 2—4.

³⁾ Schon Al. Sigmund fand letztere. Tschermaks min.-petr. Mitt. XVIII. 1899. Die Basalte d. Steiermark, pag. 393.

⁴⁾ Nebst älteren Autoren siehe Al. Sigmund. Die Basalte d. Steiermark. Tschermaks min.-petr. Mitt. XVIII, pag. 388. — F. Heritsch, Über einige Einschlüsse und vulkan. Bomben von Kapfenstein etc. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1908, pag. 302. — A. Winkler, loc. cit. pag. 411—412. Dort Inhaltsangabe der älteren Literatur.

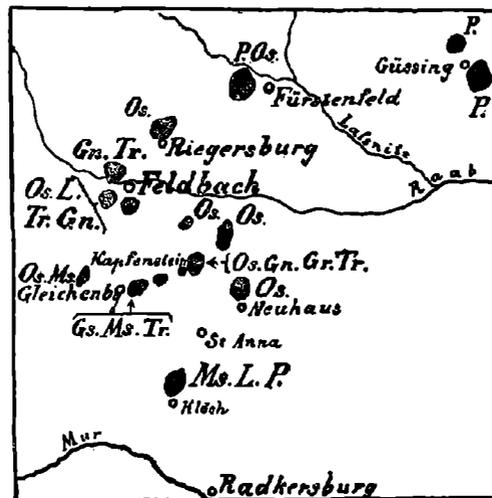
⁵⁾ Loc. cit. pag. 15.

ich zahlreiche Einschlüsse paläozoischer Schiefergesteine erkennen¹⁾. Man steht hier bereits auf paläozoischem Boden.

Die Verbreitung der altkrystallinen Einschlüsse im Eruptivgebiete zeigt, daß ein Zug alter Gesteine in der Gegend von Feldbach vorhanden ist.

Es liegt nahe anzunehmen, daß er einen Parallelzug zu jener Reihe der paläozoischen Schieferinseln darstellt, die sich östlich von demselben aus der Gegend der Günser Insel über Sulz zum Aufbruch von Neuhaus-St. Georgen erstrecken²⁾³⁾.

Fig. 1.



Verzeichnis jener Basaltdurchbrüche, welche Einschlüsse von in der Tiefe anstehenden Gesteinen enthalten.

Gn = Gneis. — Gr = Granit. — Tr = Trachyt und Andesit. — P = Paläozoikum.
Gs = Grunder Schichten. — L = Leithakalk. — Ms = Mittel(Unter)sarmatisch.
OS = Obersarmatisch.

Betrachtet man die geologische Übersichtskarte, so erkennt man, daß in der nördlichen Fortsetzung der durch die Tuffeinschlüsse nachweisbaren altkristallinen Zone, jener in das Innere der Grazer Bucht vordringende Sporn kristalliner Gesteine kennbar ist, der in das Becken vordringend, im Zuge des Kulmberges kulminiert.

¹⁾ Al. Sigmund, Die Basalte der Steiermark. Tschermaks mineralog.-petrogr. Mitteilungen, Bd. XV, 1896, pag. 367. — A. Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913, pag. 403.

²⁾ Siehe pag. 504.

³⁾ H. Mohr, Versuch einer tektonischen Auflösung etc. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., LXXXVIII, 1912.

Es scheint sich also zwischen den paläozoischen Zug des Grazer Paläozoikums (und der Sausalinsel mit dem Possruk) im Westen und der Reihe der ungarischen Schieferinseln im Osten der mittelsteirischen Bucht wenigstens teilweise eine zentrale altkristalline Zone einzuschieben; sie tritt einerseits in den Vorsprung des Kulmberges (Gegend zwischen Hartberg und Weiz), anderseits in der verhüllten, erst durch die Vulkaneinschlüsse kenntlichen Zone bei Feldbach hervor.

2. Kapitel.

Einige Bemerkungen über das Trachytmassiv von Gleichenberg.

(Taf. XXI und Taf. XXII.)

Die Aufnahme dieses Gebietes ist noch nicht vollendet. Es mögen daher nur einige Resultate hervorgehoben werden. Die Altersdeutung der Eruptionsepoche des Trachyt-Andesitmassivs von Gleichenberg bezeichnet dieselbe als sarmatisch. Stur¹⁾ hat in der Geologie von Steiermark, allerdings nur mit allgemeinerer Begründung, diese Altersbestimmung aufgestellt; Sigmund²⁾ und Hörnes³⁾ haben sich ihr angeschlossen.

Meine bisherigen Begehungen haben mich bis jetzt nicht von der Richtigkeit dieser Annahme überzeugen können. Vielmehr deckt sich meine gewonnene Anschauung mit jener, welche bereits Friedau⁴⁾ 1849 ausgesprochen hatte, „daß von einer Bodengestaltung vor Hervortreten des Trachyts keine Spur bemerkbar sei und daß derselbe allseits von jüngeren, ihm aufgelagerten Schichten umhüllt sei“.

Eine Auflagerung des Trachyts auf irgendein Niveau, wie es Stur annimmt, ist bei meinen Begehungen nirgenbs sichtbar geworden.

Die oberflächlich sichtbare Einhüllung besteht zum großen Teil aus unter- und mittelsarmatischen Schichten, in geringerem Maße aus pontischen Sedimenten.

Die Auflagerung der untersarmatischen Schichten auf das Eruptivgestein ist gegenwärtig an dessen Südrand in einer Abgrabung am Rücken westlich des Schaufelgrabens sichtbar. *Syndosmia* sp., *Cardium protractum*, *Modiola marginata* und *Buccinum* sp. führende Tegelmergel lagern sich unmittelbar dem andesitischen Gestein der Randzone des Massivs an.

Die Lagerung der reichlich fossilführenden mittelsarmatischen Schichten über dem Trachyt tritt besonders deutlich im Bereiche des Wirberges (Gleichenberg Süd) zutage, woselbst mittelsarmatische

¹⁾ Stur, Geologie der Steiermark. Graz 1871, pag. 606.

²⁾ Al. Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. Tscherm. mineralog. petrogr. Mitteilungen XXI, pag. 264.

³⁾ R. Hörnes, Das Alter der Eruptivgesteine von Gleichenberg. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 52. — Ders. Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien 1903, pag. 1098—1100.

⁴⁾ Fr. R. von Friedau, Skizze des Trachytvorkommens in der Gegend von Gleichenberg. Mitteilungen des Vereines der Freunde der Naturwissensch. V. Bd. 1849, pag. 257.

Schichten mit *Cardium nov. sp.*¹⁾, *Cardium cf. Barboti R. II.*²⁾, *Tapes gregaria*, *Modiola marginata*, *Trochus sp. Mactra sp.* in der Ziegelgrube anstehen, während der unmittelbar angrenzende, eine Eruptionspalte füllende Tuff zahlreiche aus der Tiefe geförderte Trachyt-Andesitblöcke enthält³⁾.

Die Auflagerung sarmatischer Kalkbänke auf dem Trachyt wurde bereits von Dr. Clar⁴⁾ mehrfach hervorgehoben.

Diese Angaben lassen erkennen, daß die Eruptionszeit des Gleichenberger Massivs älter als die sarmatische Stufe gewesen ist.

Es liegen auch trotz sehr detaillierter Untersuchungen, welche ich den sarmatischen Schichten südlich von Gleichenberg widmete, keine Anzeichen vor, daß innerhalb dieser Stufe in unmittelbarer Nähe eine so gewaltige Eruption stattgefunden hätte. Die vollkommene Konkordanz und der vollständige Mangel tuffiger Beimengung schließen eine solche Annahme wohl völlig aus⁵⁾.

Es eröffnet sich die Möglichkeit, daß die Eruptionen innerhalb der zweiten Mediterranstufe oder der Grunder Schichten stattgefunden haben. Die Aufschlüsse im Leithakalk, 6—7 km SO von Gleichenberg bei Klapping und Risola, geben keine Anhaltspunkte hierfür⁶⁾. Allerdings ist nicht die volle Mächtigkeit der Schichten erschlossen.

Aus dem nun zu erörternden Grunde scheint mir vorläufig ein noch höheres Alter mehr Wahrscheinlichkeit zu besitzen,

Wie schon erwähnt, enthalten die Basalttuffe des Wirberges und Sulzberges südlich von Gleichenberg nach Art eines Vulkanembryos große Schollen fremder Gesteine. Herr Dr. von Fleischhacker⁷⁾ hat nun in diesem Höhenzuge eine Scholle fossilreicher Grunder-Schichten aufgefunden, welche sicherlich nur einen aus der Tiefe mitgerissenen Fetzen darstellt. Die zahlreichen, ebenfalls aus dem Untergrund entstammenden Trachyt-Andesitblöcke weisen zugleich auf ziemlich bedeutende Mächtigkeit des unten anstehenden Trachyts hin. Es erscheint mir unwahrscheinlich, daß diese leicht zerstörbare Grunder Mergel aus einer Region gefördert wurden, die unterhalb der mächtigen Trachytdecke gelegen ist; vielmehr scheint mir daraus, sowie aus dem Fehlen von Gesteinen des tieferen kristallinen Untergrunds hervorzugehen, daß die Grunder Schichten eher über, denn unter dem Trachyt gelagert sind. (Fig. 1.)

¹⁾ Siehe A. Winkler, loc. cit. pag. 443. Eine für mittelsarm. Schichten bezeichnende Cardienform.

²⁾ Siehe A. Winkler, loc. cit. pag. 442. Nur in mittelsarm. Schichten vorkommend.

³⁾ Al. Sigmund, Die Basalte der Steiermark. Tschermaks min.-petr. Mitt. Bd. XVIII, pag. 390.

⁴⁾ C. Clar, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1874, pag. 91. Neue Beobachtungen aus der Gegend von Gleichenberg. — Ders., Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 122. Mitteilungen aus Gleichenberg. — Ders., Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880. Notiz über das Eruptionsgebiet von Gleichenberg, pag. 152 und andere Abhandlungen.

⁵⁾ A. Winkler, loc. cit.

⁶⁾ A. Winkler, loc. cit. pag. 434—435.

⁷⁾ R. v. Fleischhacker, Das Vorkommen mariner Fossilien bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 53.

Es ergibt sich demnach die Möglichkeit, daß die Trachyteruption vor Ablagerung der Grunder Schichten stattgefunden hat.

Eine untere Altersgrenze für die Bildungsepoche des Gleichenberger Massivs zu geben, erscheint nicht minder schwierig.

Da ältere als miocäne Schichten in Mittelsteiermarks Tertiärgebiet nicht bekannt sind, da das Trachytmassiv eine verhältnismäßig geringe Abtragung erkennen läßt und gegenwärtig noch eine bedeutende Erhebung darstellt, erscheint für dessen Entstehung ein jungtertiäres Alter wahrscheinlich.

Wenn man dem früher dargelegten Gedankengang folgend die Eruption in die Zeit vor Bildung des Grunder Horizonts verlegt, so erübrigt bloß der Zeitraum der „ersten Mediterranstufe“ und ihrer Hangendablagerungen als Bildungsepoche des Trachyt-Andesitmassivs, also „beiläufig“ jene Perioden, in denen sich die mächtigen kohleführenden Ablagerungen des Eibiswalder, Wieser und Köflacher Rovers etc., die Foraminiferenmergelgruppe und die „basalen marinen Mergel“ (siehe pag. 521 ff.) gebildet haben¹⁾.

Diese Altersdeutung ist insofern befriedigend, da hiermit die Eruptionszeit des Gleichenberger Massivs in dieselbe Epoche verlegt ist, in welcher der Ausbruch der räumlich am nächsten gelegenen Eruptionszone (mit ähnlichem Magma), nämlich das Aufdringen der untersteirischen Andesitmassen stattgefunden hat²⁾. Denn deren Entstehung fällt nach Sturs und Teller's Untersuchungen in das Unter-miocän.

Das Gleichenberger Trachyt-Andesitmassiv bildet eine Erhebung von elliptischem Umriß mit einer längeren Achse von zirka 4 km und einer kürzeren von zirka 3 km. Es taucht allseits unter jüngere, ihm auflagernde sarmatische und pontische Schichten hinab. (Taf. XXI.)

Daß jedoch die gegenwärtig sichtbare Oberfläche des Trachytmassivs nur einen kleinen Bruchteil seiner wirklichen Ausdehnung umfaßt und daß unter der transgressiven Sedimentdecke ein mindestens 20 mal so ausgedehntes Eruptivgebiet verborgen liegt, beweisen die zahlreichen Einschlüsse trachytisch-andesitischer Gesteine,

¹⁾ In betreff der Wahrscheinlichkeit, daß die kohleführenden Ablagerungen dem tieferen Miocän entsprechen, vergleiche insbesondere folgende Arbeiten: V. Hilber, Die Miocänablagerungen um die Schiefergebirge etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 509. — Ders., Über steirische Braunkohlen. Mitt. d. geol. Gesellschaft in Wien 1908, pag. 73—76. — Ders., Das Tertiärgebiet von Graz, Köflach und Gleisdorf, Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 1894, pag. 281. — Ders., Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 391. — K. Hofmann, Aufnahmebericht. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, Beilage, pag. 19. — W. Petrascheck, Annahme des Alters der ersten Mediterranstufe für die mittelsteirischen Kohlebildungen. Vortrag, gehalten in der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien, Dezember 1912. Montanistische Rundschau 1913, Nr. 8, pag. 354. Im Gegensatz dazu hielt Hörnes die Ablagerungen gleichartig mit den Grunder Schichten. Autor denkt an eine Parallelisierungsmöglichkeit mit dem „Schlier“ Hilbers = Foraminiferenmergelgruppe.

²⁾ F. Teller, Erläuterungen zur geologischen Karte etc., SW-Gruppe Nr. 85, Pragerhof—Windisch-Feistritz. — Ders., Erläuterungen zur geologischen Karte der südöstlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen, 1896, pag. 188. — R. Hörnes, Bau und Bild der Ebenen, 1903, pag. 935. — D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 626.

welche man in den Tuffen der jüngeren basaltischen Durchbrüche schon seit langem kennt. (Taf. XXII.)

Die unmittelbar südlich des Gleichenberger Massivs gelegene Tuffspalte der Wirberge, Sulzberge, Röhrkögel, welche sich von dem Rand dieses älteren Massivs 2 *km* südwärts erstreckt, enthält allorts zahlreiche, oft kopfgroße, aus dem Untergrund mitgerissene Blöcke von Trachyt-Andesit¹⁾; sie zeigen an, daß die Eruptivmasse (Andesit-Trachytmassiv) sich südwärts auf mindestens 2 *km* Erstreckung ausdehnt.

Analoges beobachtet man in dem zirka 2 *km* Südost des Trachyt-Andesitmassivs gelegenen Basalttuffschlot des Mohrenkogels. Der 4—5 *km* östlich der Gleichenberger Kogeln auftretende Tuff von Kapfenstein enthält, wie schon mehrere Beobachter angegeben haben, Einschlüsse trachytischer Gesteine, die anzeigen, daß sich das ältere Eruptivmassiv ostwärts auf eine Erstreckung von mindestens 5 *km* in der Tiefe ausdehnen muß.

Die in NNW-Richtung zirka 8 *km* von Gleichenberg entfernten Basalttuffberge bei Feldbach (Kalvarienberg) und Unterweißenbach erscheinen derart mit trachytisch-andesitischen Blöcken gespickt, daß diese einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau dieser Tuffgesteine nehmen. In gewissen Lagen erscheinen diese zum vorherrschenden Teil aus über kopfgroßen Trachytblöcken gebildet. In dem noch um zirka 2 *km* nördlich gelegenen Tuff des Auersberges traf ich die gleiche Erscheinung. Diese Einschlüsse beweisen, daß das Eruptivmassiv sich nach N mindestens auf eine Strecke von 10 *km* ausdehnt und daß es hier, nach der großen Zahl der im Tuff eingeschlossenen Blöcke zu urteilen, noch eine bedeutende Mächtigkeit besitzt.

Auf Grund dieser Beobachtungen erhält man ein beiläufiges Bild von der Tiefenausdehnung der trachytisch-andesitischen Massen. Man erkennt, daß in Oststeiermark ein Eruptivmassiv sich ausbreitet, dessen weit über seine Umgebung aufragendes Zentrum durch die Gleichenberger Kogeln gegeben ist, während seine größtenteils unter jüngeren Sedimenten verborgene Gesamtausdehnung sich in nordsüdlicher Richtung auf mindestens 15 *km*, in ostwestlicher Richtung auf zirka 10 *km* beläuft.

Zwischen den Ortschaften Neuhaus (Vas dobra) und St. Georgen (Vislendva) taucht an der österreichisch-ungarischen Grenze die schon vorhin erwähnte paläozoische Schieferinsel aus der tertiären Umhüllung empor²⁾, zirka 5 *km* vom heute sichtbaren SO-Rand des Gleichenberger Trachytmassivs entfernt. Unter- und mittelsarmatische (stellenweise auch übersarmatische) Schichten bilden die Umrandung dieses Gebirgsstockes, der hoch hinan mit diesen Sedimenten umgürtet ist. Im Graben westlich der Ortschaft Guitzenhof (Graben an der Waldlisiere), an einer Lokalität, wo die Erosion besonders tief hinabgegriffen hat, fand ich am Rande dieser Insel im Liegenden der

¹⁾ K. J. Andrae, Berichte über die Ergebnisse geogn. Forschungen im Gebiete etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, pag. 277—79. — A. Winkler, loc. cit. pag. 426.

²⁾ Siehe pag. 504—505.

untersarmatischen Schichten ein festes, sandstein- oder konglomeratartiges hellgelbgraues Gestein, das den Eindruck eines Quarzsandsteins mit stark zersetztem, eruptivem (tuffigem?) Bindemittel erweckt. Vielleicht handelt es sich hier um einen von dem nahegelegenen Trachyt-Andesitmassiv abstammenden Tuffsandstein.

Die Lagerung dieses Gesteines „unter“ den basalen (unter-)sarmatischen Schichten verdient hervorgehoben zu werden.

Über die Art des Eruptionsmechanismus, der sich im Trachyt-Andesitmassiv abspielt, vermag ich, da die Detailaufnahme dieses Gebietes noch keineswegs abgeschlossen ist, mich nur insoweit zu äußern, als ich den Eindruck wiedergeben will, den ich bei meinen bisherigen Begehungen gewonnen habe.

Professor Sigmund¹⁾, der, wie an anderer Stelle bereits ausgeführt wurde²⁾, eine ausgezeichnete petrographische Studie über dieses Gebiet veröffentlicht hat, konnte nachweisen, daß der zentrale Teil des Massivs aus trachytischen Gesteinen, der Rand hingegen aus andesitischen gebildet sei.

Es lasse sich also ein saurer Kern aus einer mehr basischen Rinde herauschälen.

Entsprechend den früheren Angaben ist das gegenwärtige sichtbare Massiv nur ein Teil der vielfach unter den jüngeren Sedimenten begrabenen trachytisch-andesitischen Eruptiva. Das unmittelbare, rasche Ansteigen der Gleichenberger Kogeln, ihre geschlossene Erhebung um mindestens 400—500 über die unter der Sedimentdecke verborgenen Ausläufer zeigt an, daß das Eruptionszentrum des ganzen Gebietes wahrscheinlich in denselben zu suchen ist. Die einheitliche Struktur des emporragenden Massivs läßt die „Dom“artige Natur des vulkanischen Vorkommnisses erkennen. Es scheint eine Staukuppe (Bergeat)³⁾ großen Stils vorzuliegen, eine über der Aufbruchsöffnung aufgetürmte Kuppel von zähen, gasarmen (Fehlen der Explosiva!) Magma, in welcher Differentiation die Bildung einer basischen Randzone hervorrief. Schon Professor Hoernes hatte im Jahre 1880 die einheitliche Bildung der helleren und dunkleren Gesteinsvorkommen⁴⁾ im Massiv angenommen; Hussak⁵⁾ hatte ihm beigestimmt und Sigmunds Studien⁶⁾ ließen die räumliche (konzentrische) Verteilung und die Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen erkennen.

Die weithin unter den jüngeren Sedimenten verbreiteten Ausläufer des Massivs erscheinen als die nach verschiedenen Richtungen abgeflossenen Ströme und Lavaflüsse. Professor Sigmund konnte im

¹⁾ Al. Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. Tscherm. min.-petr. Mitteilungen, Bd. XXI, 1902, pag. 261.

²⁾ A. Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913, pag. 427—428.

³⁾ A. Bergeat, Über Staukuppen und verwandte Bildungen. Neues Jahrb. für Min., Geol. und Paläont. Stuttgart 1907, Festbd.

⁴⁾ R. Hoernes, Das geol. Alter der Eruptivgesteine etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 52.

⁵⁾ Dr. Eugen Hussak, Über Eruptivgesteine von Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 160—161.

⁶⁾ Al. Sigmund, loc. cit.

nördlichen Teil des Eruptivstockes einen Spaltenerguß¹⁾ konstatieren, in dessen Fortsetzung die unweit davon aus dem Tertiär isoliert auftauchende Trachytkuppe von Gossendorf gelegen ist.

Die früher erwähnten Einschlüsse scheinen anzuzeigen, daß die Lavamassen sich insbesondere in nördlicher Richtung ausgebreitet haben; sehr bemerkenswert erscheint in dieser Hinsicht der ungeheure Reichtum an trachytisch-andesitischem Gestein in der Gegend Feldbachs (10 km nördlich des Massivs) gegenüber dem vollständigen Mangel desselben in dem sehr genau untersuchten, südlich von Gleichenberg gelegenen Hochstradner und Klöcher Massiv. Der Abfluß der Lavamassen in vorwiegend nördlicher Richtung steht jedenfalls mit einer primären Neigung des Bodens in Zusammenhang. Er deutet darauf hin, daß schon im Altmiozän, nördlich eines durch das Auftreten des Trachytmassivs und der Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen markierten horstartigen Rückens, eine Depression gelagert war. Sie gelangt in sarmatischpontischer (thracischer) Epoche später zu besonders deutlicher Ausprägung (siehe später).

Für die Deutung des Gleichenberger Massivs als Staukuppe erscheint es bedeutsam, daß es Professor Sigmund gelungen ist, Einschlüsse der entsprechenden Tiefenfacies aufzufinden²⁾. Im Trachyt konstatierte er Quarzglimmerdiorit, während der Quarztrachyt Granitit enthielt.

Diese Funde sprechen zugunsten der Annahme, daß das Gleichenberger Trachytmassiv (Gleichenberger Kogeln) den oberflächlichen Ausdruck einer Intrusion darstellt, die sich als zähe Masse kuppenförmig aufzustauen vermochte.

Für die Annahme, daß das Gleichenberger Massiv etwa als bloßgelegter Kern eines Laccolithen anzusehen wäre, liegen keinerlei Anzeichen vor. Da heute auf demselben eine mindestens 300 m mächtige Decke transgredierender Sedimente auflagert, so müßte bei Annahme der Laccolithnatur die sehr unwahrscheinliche Voraussetzung gemacht werden, daß eine mindestens 400 m mächtige Sedimentdecke, in welche der Trachyt eingedrungen wäre, vollständig abgetragen wurde. Erst nachträglich hätte eine beinahe ebenso mächtige Einhüllung stattgefunden, welche letztere gegenwärtig wieder teils abgetragen, teils erosiv aufgelöst erschien.

Die Unwahrscheinlichkeit, daß bei dieser wechselnden Anlagerung und Abtragung das Massiv mit seiner andesitischen Randzone hätte erhalten bleiben können, ferner das Auftreten schlackiger Gesteine an mehreren Punkten, das auf eine oberflächliche Bildung schließen läßt, zeigen an, daß die Annahme der Laccolithnatur jeder Begründung entbehrt.

Als eine Bildung besonderer Art erscheint der im Schaufelgraben (im südöstlichen Teil des Massivs) auftretende Quarztrachyt. Er stellt wohl ein extrem saures Abspaltungsprodukt des trachytischen Magmaherdes dar. In Übereinstimmung mit Professor Sigmund³⁾ möchte

¹⁾ Al. Sigmund, loc. cit. pag. 272.

²⁾ Al. Sigmund, loc. cit. pag. 301.

³⁾ Al. Sigmund, loc. cit. pag. 299.

ich eine geringe zeitliche Verschiedenheit im Empordringen gegenüber den trachytisch-andesitischen Massen annehmen. Ich fand in demselben zahlreiche Einschlüsse graugrüner tuffiger Gesteine.

Die Resultate über das Eruptivgebiet von Gleichenberg zusammenfassend, will ich darauf hinweisen, daß die Trachyt-Andesitberge nur den ragenden Gipfel eines viel ausgedehnteren und unter jüngeren Schichten verborgenen Vulkangebiets darstellen. Seine Lavamassen haben sich von dem eine Staukuppe darstellenden zentralen Massiv insbesondere nach Norden ergossen. Ihre Ausbruchszeit ist in die vorsarmatische, vielleicht sogar altmediterrane Epoche rückzuverlegen.

3. Kapitel.

Mittelsteiermark im Oligocän.

Die mittelsteirische Scholle ist durch das Fehlen aller Oligocän-sedimente charakterisiert¹⁾. Da letztere in der unmittelbar angrenzenden untersteirisch-kroatischen Region weit verbreitet sind, dürfte Mittelsteiermark die Küstenlandschaft zu diesem oligocänen Meeres- (und Brackwasser-) Becken dargestellt haben.

Die Annahme liegt nahe, daß der langandauernde Stillstand des Meeresspiegels in Untersteiermark auch in der Talbildung des ihm zuscharenden mittelsteirischen Flußnetzes sich ausprägen mußte. Es ist daher wahrscheinlich, daß sich noch Terrassenreste auffinden lassen werden, welche den Talböden (vielleicht auch mehr oder minder ausgebildeten Einebnungsniveaus) der oligocänen Epoche entsprechen. Da nun die tiefmiocänen Ablagerungen vielfach bis in bedeutende Seehöhe hinaufreichen (so im Remschnigg- und Radelgebirge), stellenweise 900 m Seehöhe besitzen²⁾, muß auch die oligocäne Landoberfläche mindest im Bereiche der eben genannten Regionen in bedeutende Seehöhe verlegt werden.

Vielleicht sind in vielen hochgelegenen Terrassenflächen, die sich oft mit großer Deutlichkeit im Bereiche des Korallengebiets, am Posruck und Bacher, ferner in der übrigen Umrandung der Grazer Bucht erkennen lassen, Überreste dieser alttertiären Landoberfläche zu vermuten. Sölch³⁾ hat kürzlich auf das Vorhandensein dieser hochgelegenen Niveauflächen hingewiesen. Bei Besprechung der miocänen Tektonik wird auf diese Frage noch zurückgekommen werden.

4. Kapitel.

Die „basalen marinen Mergel“ des Miocäns in Mittelsteiermark.

Als basales Tertiärsediment tritt am Ost- und Nordostrande des Posruckgebirges ein Komplex von dunkelgraubraunen marinen Mergeln mit untergeordnetem Sandstein und Tuffbänken zutage. Diese Schicht-

¹⁾ R. Hoernes, Bau und Bild der Ebenen. Wien 1903.

²⁾ Siehe Kapitel: Die Grundner Schichten Mittelsteiermarks.

³⁾ J. Sölch, Geomorphologie des steirischen Randgebirges. Verhandlungen des 18. Deutschen Geographentages in Innsbruck 1912.

gruppe fällt größtenteils mit jenem Schichtkomplex zusammen, den Stur als Fortsetzung der „Süßwasserschichten von Eibiswald und Sotzka“¹⁾ in der Umrandung dieses paläo-mesozoischen Gebirgsstockes auf seiner Karte zur „Geologie der Steiermark“ ausgeschieden hat. Indessen ließ die Auffindung mariner Organismen in dem allerdings sehr fossilarmen Schichtkomplex diese Annahme als nicht richtig erkennen.

Man ist genötigt, für die Bezeichnung dieser Schichtgruppe einen neuen Namen zu wählen. Ich will für dieselbe die Bezeichnung „basale marine Mergel“ verwenden. Es ist darin auch schon die stratigraphische Analogie zu jenen sehr wahrscheinlich gleichaltrigen Untermiocänenbildungen Untersteiermarks angedeutet, welche Teller²⁾ und Dreger unter der Bezeichnung „marine Mergel und mürbe, mergelige Sandsteine“ auf den geologischen Karten der k. k. geol. Reichsanstalt zur Ausscheidung brachten.

Das vorherrschende Element in dem Schichtenbau der „basalen marinen Mergel“ bilden dunkelgraue bis grauschwarze Mergelschiefer, die mit feinkörnigen Sandsteinbänken wechsellagern. Letztere zeigen auf den Schichtflächen prächtige Wülste ausgebildet. Sowohl die Fossilarmut des Komplexes als auch der mannigfache, regelmäßige Wechsel mergeliger und sandiger Bänke, das Auftreten von Fließwülsten und ähnlichen Erscheinungen verleihen diesen Schichten eine Ähnlichkeit mit dem Flysch. Sie zeigen an, daß man es mit einer strandnahen Seichtwasserbildung zu tun hat.

Es sollen im folgenden an der Hand der begangenen Profile noch einige Daten über die Verbreitung und Lagerung dieses Komplexes Platz finden. (Taf. XXI und Taf. XXII.)

Ein leicht erreichbarer Aufschluß in den „basalen marinen Mergeln“ findet sich an der Straße von Ober-St. Kunigund nach St. Georgen (zirka 2 km WNW des erstgenannten). In einem Steinbruch ist eine Wechsellagerung von festen, klingenden, plattigen Mergelschiefern mit harten Sandsteinbänken sichtbar. Die Ablagerung, welche von einer steilen Cleavage durchsetzt ist, zeigt Streichen NNO, Fallen 42° WNW. Es gelang mir an dieser Stelle einen ziemlich gut erhaltenen Seeigel aufzufinden.

Die Gräben und Höhenrücken südlich von Ober-St. Kunigund geben ein deutlich aufgeschlossenes Profil der tertiären Schichtfolge. Der triadische Hauptdolomit³⁾, der, wie es scheint, südwärts auf Serizitschiefer und Arkosen — nach der Beschaffenheit jedenfalls Verrucano — aufgeschoben ist, trägt auf seinem Rücken eine mächtige Decke miocäner Sedimente. Auch letztere sind stark gestört; es konnten in denselben maximale Neigungen bis zu 80° beobachtet werden. Das vorherrschende Einfallen ist gegen NW gerichtet.

Man überquert im Anstieg auf den Rücken, der die Häusergruppe Gaiberg trägt, jene schon geschilderte Folge von graubraunen

¹⁾ D. Stur, Geologie der Steiermark. Graz 1871.

²⁾ F. Teller, Erläuterungen zur geologischen Karte etc. SW-Gruppe. Pragerhof—Windisch-Feistritz Nr. 85, Praßberg a. d. Sann Nr. 84, Eisenkappel und Kanker Nr. 83 u. andere.

³⁾ F. Blaschke (Geol. Beobachtungen etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910) hat zuerst das Auftreten mesozoischer Gesteine bei St. Kunigund erwähnt.

Mergeln und flyschartigen Sandsteinbänken. Die mechanische Beanspruchung der Gesteine äußert sich nicht nur in der durchschnittlich sehr bedeutenden Neigung der Schichten, sondern auch in den zahlreichen Cleavageklüften, die oft eine griffelartige Verwitterung hervorruft, und in dem Durchschwärmensein der Gesteine von einem Netz kalzitischer Adern.

Bei Kote 460 der Spezialkarte findet man in den graubraunen Mergelschiefern eine Bank von grünem Tuffsandstein eingelagert. Am Höhenrücken weiter fortschreitend findet man eine prächtige Wechsellagerung von grünen Tuffbänken mit Tuffsandsteinen und Mergeln. Die Ablagerung zeigt hier 22° NO gerichtetes Fallen. Das Auftreten der bei makroskopischer Betrachtung den untersteirischen Andesittuffen nahestehenden Eruptiva, erscheint von Bedeutung. Denn die Analogie, welche diese Ablagerungsserie auf Grund ihrer stratigraphischen Position, ihrer faciiellen Beschaffenheit (vorwiegende Mergelbildungen, Fossilarmut, Cleavagen etc.) mit den tiefmiocänen Ablagerungen Untersteiermarks besitzt, findet in dem Auftreten der Eruptiva eine neue Bestätigung. Nach den ausgezeichneten Untersuchungen von Teller¹⁾ sowie jener von Dreger²⁾ und Gorjanovic-Kramberger³⁾ charakterisieren diese Eruptiva von Innerkrain bis in das kroatische Tiefland hinaus stets, und zwar ausschließlich die tiefmiocänen Sedimente.

Denn trotz der so genauen und detaillierten Untersuchungen von Bergrat Teller in Untersteiermark und Krain wurde niemals in mittelmiocänen Ablagerungen (also im unteren oder oberen Nulliporenkalk [Tellers und Bittners] und im zwischenlagernden Tüffler Mergel) eine eruptive Beimengung auf primärer Lagerstätte angetroffen. Das Auftreten der Tuffe ist ein sicherer Hinweis auf das „untermiocäne“ Alter der „basalen marinen Mergel“ und daher ein deutlicher Beweis für die tiefmiocäne Entstehung der Grazer Bucht (Mittelsteiermark) in ihrer ersten Anlage.

Bis zur Häusergruppe Tauscher erscheint der erwähnte Rücken aus graubraunem Mergel (mit Tuffbänken) aufgebaut. Auf der Kuppe südlich davon läßt sich im ansteigenden Hohlwege die starke mechanische Beanspruchung dieser Gesteine erkennen. Die Mergelschiefer erscheinen stellenweise von phyllitischen Häutchen überzogen, die Schichtung wird undeutlich, die Cleavage tritt in den Vordergrund. Die Mergel erscheinen in linsenförmige, von Klufflächen begrenzte Partien aufgelöst.

Es findet sich hier in einem Anfangsstadium jene mechanische Struktur ausgebildet, die nach Dr. Ampferers⁴⁾ ausgezeichneten Darlegungen eine bekanntlich mechanisch sehr stark beanspruchte Zone am Südrande der Nordtiroler Kalkalpen charakterisiert und sich in einer linsenförmigen Auflösung der Gesteinskörper äußert.

¹⁾ F. Teller, loc. cit.

²⁾ J. Dreger, Erläuterungen zur geol. Karte Pettau und Vinica, SW-Gruppe Nr. 86, pag. 6 u. a.

³⁾ K. Gorjanovic-Kramberger, Erläuterungen zur geol. Karte von Kroatien, Rohitsch und Drachenburg, Zlatar-Krapina u. a.

⁴⁾ Dr. O. Ampferer, Querschnitt durch die Ostalpen etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911, pag. 680—681.

Die Durchquerung des Possrukgrabens (Ober-St. Kunigund Süd) läßt erkennen, daß der südwärts ansteigende Verrucano und Dolomit zirka 1,5 km südlich des Grabenbeginns an einer Dislokation abschneidet. Die basalen marinen Mergel bauen nunmehr in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern das Gehänge von der Talsohle bis zur Rückenhöhe auf. Erst weiter südlich taucht darunter wieder Grundgebirge empor.

An den den Possrukgraben gegen Ost begrenzenden Rücken konnte die analoge Schichtfolge (ohne Tuffbänke) wahrgenommen werden. Wieder herrscht ein bunter Wechsel von überwiegenden braunen Mergeln mit Fließwülsten führenden Sandsteinen vor. Das Gestein ist durchzogen von einem kalkspätigen Geäder. Es erscheint wichtig, daß es gelang, an zwei Stellen deutlich kennbare Seeigelreste aufzufinden. Es konnte daher der marine Charakter der Ablagerung auch hier festgestellt werden.

Die gleiche Schichtserie baut auch das Gehänge auf, welches sich südwärts bis zum bekannten Aussichtspunkt St. Urbani bei Marburg (Seehöhe 595 m) hinzieht.

Das Schichtpaket zeigt an diesem aufragenden Hügel ein konstantes, zirka 20° NW gerichtetes Fallen. Im Abstieg jedoch gegen Osten scheint eine Störung durchzuziehen. (Gegen den Sattel mit K. 345 der Spezialkarte.) Das konstante NW-Fallen macht unvermittelt einem weiterhin ebenso konstanten NO-Fallen Platz. Noch vor Erreichen der Kapelle mit K. 345 sinken die basalen marinen Mergel unter die flacher gelagerte „Foraminiferenmergelgruppe“ unter.

Meinem Kollegen, Herrn cand. geol. R. Jäger, verdanke ich ferner die Mitteilung, daß dieser Schichtkomplex sich in gleichartiger Ausbildung westwärts (südlich von St. Georgen) bis in die Gegend von Leutschach fortsetzt. Er konnte am Schloßberge (SO von Leutschach) mächtige flyschähnliche Sandsteine mit Fließwülsten bemerken, deren Fallen um 40° NO gerichtet war. Beim Gehöfte Werzel stellten sich Mergellagen ein, die ein Fallen von 22° Ost aufwiesen. Der langgestreckte Radourischgraben, der zwischen St. Georgen und Ober-Kunigund in das Pöbnitztal ausmündet, ist fast zur Gänze in die „basalen marinen Mergel“ eingeschnitten, welche ein konstantes NO-Fallen (20—25°), am Ausgang des Grabens eine Nordsenkung erkennen ließen.

Diese Angaben zeigen, daß zwischen den Ortschaften Georgenberg, Ober-St. Kunigund, St. Urbani und der Drau dem Possrukrande entlang unmittelbar über dem Grundgebirge gelagert ein Streifen altmiocäner Sedimente verbreitet ist, den schon Stur von der „Foraminiferenmergelgruppe“ abschied und den Süßwasserschichten von Eibiswald und Sotzka zuzählte. Die Begehungen haben ergeben, daß die Ablagerungsserie als Marinbildung aufzufassen ist, deren starke Störung und mechanische Beanspruchung neben dem vorwiegend dunklen Mergelsediment einen deutlichen Unterschied von der jüngeren „Foraminiferenmergelgruppe“ hervortreten läßt.

In der Gegend südlich von Leutschach scheinen die „basalen marinen Mergel“ gegen das Grundgebirge des Remschniggzuges sich abzugrenzen. Das Grundgebirge des Possruk läßt in der Gegend Leutschach einen gegen Nord gerichteten Vorsprung um mehrere

Kilometer erkennen. An dieser beiläufig meridionalen Linie streichen diese altmiocänen Sedimente, die noch das Gebiet des „Schloßberges“ (Höhenrücken Südost von Leutschach) aufbauen, aus.

Wie noch später ausgeführt wird, treten am Grundgebirge des vorrspringenden Remschniggzuges (Leutschach W) keine „basalen marinen Mergel“ zutage. Infolge einer bedeutenden Niederbeugung der Schichten kommen westlich von Leutschach selbst die das Hangende der „Foraminiferenmergelgruppe“ bildenden Konglomerate bis an die Talsohle herab.

Die Frage, ob die Schichtgruppe der „basalen marinen Mergel“ westwärts sich noch in der Tiefe in das Eibiswald-Wieser Becken fortsetzt oder ob ihre westliche Strandlinie bereits in der Gegend von Leutschach gelegen war, läßt sich nicht ohne weiteres beantworten. Jedoch scheinen einige Gründe zugunsten letzterer Annahme zu sprechen.

Die Süßwasserablagerungen, welche das Eibiswalder und Wieser Becken erfüllen, sind bekanntlich durth eine reiche Säugetierfauna gekennzeichnet, die auf Helvetien und „nicht“ auf Burdigalien deutet.

Diese Erscheinung, ferner die Tatsache, daß die Pforte, welche bei Leutschach in das Eibiswald-Wieser Becken hineinführt, jedenfalls noch bedeutenden jüngeren tektonischen Bewegungen ausgesetzt war, macht es plausibler, daß die Süßwasserschichten von Eibiswald und Wies sowie ihre Fortsetzung gegen Arnfels und Leutschach möglicherweise zur Gänze der oberen Abteilung des tieferen Miocäns, der Foraminiferenmergelgruppe äquivalent seien. Es wird meine Aufgabe bei Besprechung dieses Schichtkomplexes sein, nachzuweisen, daß sich tatsächlich auf der Strecke Arnfels—Leutschach—St. Egydi der Übergang der marinen „Foraminiferenmergelgruppe“ in die brackisch-lacustren Sedimente vollzieht. Indessen ist der Autor durch diese Angabe keineswegs zur Meinung gelangt, daß die helvetischen lacustren Ablagerungen von Eibiswald etc. und ihre mutmaßlichen Äquivalente mit den „Grunder Schichten Mittelsteiermarks“ (Florianer Tegel etc.) identisch seien. Vielmehr wird noch ausgeführt werden, daß der Autor es für wahrscheinlich hält, daß die Grunder Schichten Mittelsteiers nur der oberen Abteilung des Helvetien, die lagunären Süßwasserablagerungen sowie ihre stratigraphischen Äquivalente (Eibiswalder Schichten, Foraminiferenmergel) einer tieferen Abteilung desselben entsprechen.

Für die „basalen marinen Mergel“ erübrigt demnach, ein dem Burdigalien gleiches Alter, also eine äquivalente Bildungszeit mit den Ablagerungen der ersten Mediterranstufe.

Auf die Stütze, welche diese Parallelisierung in der genauer erforschten stratigraphischen Gliederung des untersteirischen Tertiärs findet, wird nochmals zurückgekommen werden.

Das Auftreten dieser untermiocänen Ablagerungen am Südrande der „Grazer Bucht“ zwischen Marburg—Urbani—Kunigund und Leutschach läßt erkennen, daß die Entstehung der Grazer Bucht in ihrer ersten Anlage an die Wende von Oligocän und Miocän zu versetzen ist.

Das Nord (und NO) gerichtete Untersinken der „basalen marinen Mergel“ entlang der Linie Leutschach—St. Kunigund unter jüngere Bildungen, läßt vermuten, daß sich dieselben mehr oder minder weit im Untergrunde der Windischen Büheln ausbreiten werden. Indessen sind nirgends so tiefreichende Aufschlüsse vorhanden, die erlauben würden, über die Nordgrenze ihrer Verbreitung auch nur eine Vermutung anzustellen.

5. Kapitel.

Störungsphase nach Ablagerung „der basalen marinen Mergel“.

Die steile Aufrichtung der „basalen marinen Mergel“, ihre starke Diagenese, und die stellenweise beginnende Phyllitisierung läßt erkennen, daß sie den flachgelagerten und wenig metamorphen „Foraminiferenmergeln“ gegenüber bedeutendere Störungen erlitten haben. Basale marine Mergel und Foraminiferenmergelgruppe sind durch eine tektonische Diskordanz getrennt.

Die Aufrichtung der „basalen marinen Mergel“ am Possrukrande entspricht bereits jenem Typus tektonischer Bewegungen, welcher die untersteirisch-krainischen Faltenzüge beherrscht. Der vorzüglich aus paläozoischen (vorwiegend wohl Jungpaläozoikum) Gesteinen erbaute Rücken des Possruk mit auflagernder Triasdecke, die Umgrenzung desselben mit der aufgerichteten miocänen Mergelserie, erinnert schon auffallend an das Bild der untersteirischen paläozoisch-triadischen Aufbruchswellen, welche als mehr oder minder starre Klötze den bewegten Oligocän-Miocänablagerungen eingeschaltet erscheinen¹⁾. Der Possruk stellt somit den nördlichsten Ausläufer jenes tektonischen Typus dar, der in Untersteiermark durch die Massive des Wotsch, Gonobitzer Gora, Bacher und Ravna-Gora etc. repräsentiert wird.

Wie schon in der vorläufigen Mitteilung angedeutet wurde, findet diese altmiocäne Störungsphase am Possrukrande, ihr Analogon in jenen tektonischen Bewegungen Untersteiermarks, die die Ausbildung der großen Andesit-Bruchspalte Schönstein — Wöllan — Hohenegg — Donatibuch²⁾ hervorgebracht haben. Wie gleichfalls angegeben wurde, scheint die Foraminiferenmergelgruppe und ihre lakustren Äquivalente viel weiter in die Grazer Bucht einzudringen und in den randlichen Lagunen jene Süßwasserabsätze niederzulegen, die sich durch eine Helvetienfauna kennzeichnen. Das Auftreten dieser Süßwasserablagerungen, die nach Ed. Suess als „Horizont der Lignite von Pitten“ zusammengefaßt werden, ist nicht nur auf die Umrandung der Grazer Bucht beschränkt, sondern sie erscheinen im Bereiche fast der ganzen östlichen Alpen lokal verbreitet.

¹⁾ Damit würde auch die beobachtete Südüberschiebung im triadisch-permischen Grundgebirge des Possruks harmonieren.

²⁾ Letztere ist jünger als die „marinen Mergel“, welche an ihr versenkt werden, läßt anderseits noch im Untermiocän mächtige Andesitmassen ausfließen.

Das Auftreten so ausgedehnter kohleführender Becken in Regionen, welche überhaupt keine oligocänen Sedimente erkennen lassen, spricht entschieden für die Annahme einer ausgedehnten Senkung vor ihrer Bildung. Diese Annahme findet eine weitere Stütze darin, daß an der Basis dieser Sedimente mehrerorts (so im Gebiete des Friedberger Tunnels, in der Pinkfelder Bucht etc.) grober Blockschutt entwickelt ist. Die Entstehung des letzteren wurde schon von Penck und Petrascheck auf tektonische Bewegungen zurückgeführt. Da nun viele dieser Süßwasserablagerungen (siehe später) versenkte Reste ausgedehnterer Schollen darstellen, glaube ich zur Annahme berechtigt zu sein, daß sich im Untermiocän eine gewaltige Tiefersenkung der östlichen Zentralalpen unter das limnische — in der Grazer Bucht zum Teil auch unter das marine — Akkumulationsniveau geltend machte.

Die Aufrichtung der „basalen marinen Mergel“ am Posstrukrande erscheint demnach nur als die Aufstauung am Südrande jenes gewaltigen Senkungsfeldes.

Wenn wir entsprechend den früheren Ausführungen das Meer der „basalen marinen Mergel“ bei Leutschach westwärts begrenzen lassen¹⁾, so erscheint demgegenüber durch die nachfolgende noch im Untermiocän eintretende Senkung das Becken des „Foraminiferenmergelmeeres“ und seiner randlichen Lagunen gegen Westen, Norden und Nordosten sehr bedeutend erweitert. Es erscheint diese Bewegungsphase als die wichtigste und bedeutendste, da sie die tektonische Ausgestaltung der mittelsteirischen Bucht in ihren Grundzügen festlegte.

6. Kapitel.

Der „Foraminiferenmergel“ (= mittelsteirischer Schlier) und seine Beziehungen zu den Süßwasserschichten von Wies und Eibiswald.

Im Südwesten der mittelsteirischen Bucht ist in räumlich unmittelbarem Anschluß an die „basalen marinen Mergel“ ein Streifen mariner Ablagerungen verbreitet, der von Hilber als „mittelsteirischer Schlier“²⁾, von Stur als Foraminiferenmergel bezeichnet wurde³⁾ und dessen Vorhandensein bereits Rolle⁴⁾ bekannt war. Er ist insbesondere in dem Raum der westlichen „Windischen Büheln“ zwischen der Mur bei Spielfeld und der Drau bei Marburg verbreitet, wo er den Ost- und Nordostabfall des Posstruks umsäumt, den „basalen marinen Mergeln“ aufliegend. Er wird an den äußeren Rändern von marinen Konglomeraten oder von Leithakalkdecken (Steinberg, Platsch bei St. Egydi etc.) überlagert. Daß die Foraminiferenmergel nicht als annähernd gleichzeitige Bildung des „Leithakalks“ angesehen werden können, hat schon

¹⁾ Siehe pag. 519.

²⁾ V. Hilber, Das Alter der steirischen Braunkohlen. Mitt. d. geol. Gesellsch. 1908, pag. 76.

³⁾ D. Stur, Geologie d. Steiermark, pag. 562.

⁴⁾ F. Rolle, Geol. Untersuchungen etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1857, pag. 284—285.

Stur gezeigt, indem er die Verschiedenheit der Foraminiferenfauna beider Ablagerungen hervorhob¹⁾.

Hilber gibt an²⁾, daß diese Sedimente als „Schlierbildungen“ sowohl der Fauna als der Facies nach zu bezeichnen sind. Es gelang insbesondere bei Spielfeld, „sicheren Schlier“ aufzufinden. Analoge Schichten gibt er von Jahring (St. Egydi Süd) und aus der Gegend von Marburg an. Blaschke³⁾ fand in demselben Gebiete die Leithakalkdecke des Platschberges bei Zieregg „schlierartigen“ Mergeln aufgelagert.

Diese fossilarmen, vorzüglich nur durch Foraminiferen, Pecten-schalen, Spatangiden und Brachyuren gekennzeichneten Ablagerungen wurden von Hilber in Übereinstimmung mit Stur als mutmaßliche stratigraphische Äquivalente des Grunder Horizonts (Florianer Tegels) angesehen, die in „Schlierfacies“ ausgebildet sind⁴⁾.

Aus der Umgebung von St. Egydi erwähnt Stur⁵⁾ eine reiche von Reuß bestimmte Foraminiferenfauna sowie das Vorkommen von *Pecten duodecim lamellatus*, während er südlich dieses Ortes zwischen Jahring und St. Jakob in denselben Schichten eine *Lima sp.* nebst Krebs-scheeren, Spatangiden und Fischschuppen aufgefunden hat.

Hörn es hat in den Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1889 eine Versteinerungssuite aus der Gegend von St. Egydi bekanntgegeben⁶⁾; schließlich finden sich in den Jahresberichten des „Joanneums“ in Graz mehrfache Angaben von Prof. Hilber über Fossilfunde im Bereiche dieser Schichtgruppe (besonders von Jahring)⁷⁾.

Meine Begehungen in der Umgebung von Spielfeld, Ehrenhausen und St. Egydi haben mich zu einer etwas abweichenden Auffassung der Verhältnisse geführt.

Die Schlierablagerungen wurden von mir an vielen Profilen genauer studiert.

Der Komplex der Foraminiferenmergelgruppe läßt sich aus hellen marinen Mergeln, oft reichlich Foraminiferen führend, aus sehr mächtigen Sanden mit untergeordneten Sandsteinbänken und Konglomeratlagen zusammengesetzt erkennen.

Im allgemeinen läßt sich angeben, daß der Fossilreichtum von Osten gegen Westen hin abnimmt. Mit Annäherung an St. Georgen und Leutschach nimmt der Kalkreichtum des Gesteines ab und Hand in Hand damit werden die Schichten stets fossilärmer. Aus den blättrigen, foraminifereureichen Mergeln entwickeln sich sandigglimmerreiche Mergel mit sehr spärlichen Fossilien. Das Zurücktreten organischer Reste im Westen stellt wohl nur zum Teil eine primäre

¹⁾ Nach Stur fehlen dem Foraminifereumergel die für den „Leithakalk“-Tegel bezeichnenden Genera *Amphistegina*, *Heterostegina*, *Verneuilina*, *Discortina*, *Bulvinolina* und *Polystomella*.

²⁾ V. Hilber, LXXVI. Jahresbericht d. steiermärkischen Landesmuseums etc. 1897. Graz 1898, pag. 18.

³⁾ F. Blaschke, Geologische Beobachtungen aus der Umgebung von Leutschach etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910, pag. 56.

⁴⁾ V. Hilber, loc. cit. pag. 74.

⁵⁾ D. Stur, loc. cit. pag. 562.

⁶⁾ R. Hörnes, Versteinerungen aus dem Mergel von St. Egydi. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1891, pag. 33.

⁷⁾ XCI., LXXXVII. und LXXXVI. Jahresbericht des steiermärk. Landesmuseums Joanneum über die Jahre 1903, pag. 19, 1898, pag. 23 und 1897, pag. 18.

Erscheinung dar, es erscheint vorzüglich durch Auflösung der Molluskengehäuse hervorgerufen zu sein, die wohl wieder in der Kalkarmut des Sediments begründet ist. Es gelang auch noch in der Umgebung von Leutschach, die zarten Abdrücke mariner Organismen in diesen Sedimenten zu erkennen.

Es sollen im folgenden zunächst die Ergebnisse der Begehungen im Bereiche der „Foraminiferenmergelgruppe“ dargelegt werden. (Taf. XXI.)

Die hangenden Partien der „Foraminiferenmergelgruppe“ sind besonders in der Umgebung von St. Egydi gut erschlossen.

Die Besteigung der westlich davon gelegenen Kuppe mit Kote 426, welche eine weithin sichtbare Kapelle trägt, entblößt ein interessantes Profil. Über blaugrauen, blättrigen Tonmergeln, die dunklere, Foraminiferen führende Lagen enthalten, trifft man grüne, sandige Tegelbänke an. Diese gehen nach oben in Sande über und werden schließlich von einer zirka 8—10 m mächtigen Decke von festem, „Grunder Konglomerat“ und Sandstein überlagert¹⁾. Die Schichtfolge weist ein 25° Nordost gerichtetes Fallen auf. Die Konglomeratbänke treten im orographischen Relief außerordentlich prägnant hervor, da sie mauerartig am Ostabfall des Hügels vorspringen. (Taf. XXII.)

Die der Kuppe Kote 426 nördlich vorgelagerten Hügeln lassen wieder die gleichsinnig absinkenden Konglomeratbänke, unterlagert von Sanden erkennen.

Der ausgedehnte Rücken, der sich von Kote 426 zum Platsch westwärts hinzieht, erscheint aus mächtigen „Foraminiferenmergeln“ aufgebaut, die mehrfach Sandzwischenlagen erkennen lassen. Bei Kote 440 treten hier Leithakalke als Hangendes zutage, die ohne Zwischenschaltung des Konglomerathorizonts unmittelbar den „Foraminiferenmergeln“ auflagern. In einem Hohlwege am Ostabfall des Platsch konnte ich eine Verwerfung von zirka 1 m Sprunghöhe in Nordost fallenden, sandigen Schlierbildungen bemerken. Die Kuppe dieses Berges wird in einer Mächtigkeit von zirka 50 m vom Leithakalk eingenommen. Auch hier fehlt der Konglomeratzug im Liegenden der ziemlich horizontal gelagerten Nulliporenbänke, indem unmittelbar darunter hellblaugraue Tonmergel zutage treten. Die Leithakalkdecke des Platschberges setzt sich gegen Westen als geringmächtige Auflagerung auf einem langgestreckten Höhenrücken über Kote 464 nach Steinberg fort. Die Lagerung der grobgebankten Riffkalke, die reichlich Fossilien führen, zeigt nur eine schwache Neigung an. Mit dem Leithakalk erscheinen im Liegenden Konglomeratlagen verbunden, die bis über faustgroße Blöcke älterer Gesteine enthalten.

Der Abstieg vom Platsch nach Spielfeld läßt erkennen, daß die „Foraminiferenmergel“ im großen und ganzen ein konstantes N oder NNO gerichtetes Fallen aufweisen²⁾. Demnach reichen nach dieser Richtung

¹⁾ Wie noch später dargelegt werden wird, dürften diese Konglomerate dem Grunderhorizont zu parallelisieren sein. Bezüglich ihres Fehlens unter der Leithakalkdecke des Platsch siehe später pag. 516.

²⁾ Auf das Vorherrschende der nördlichen oder nordöstlichen Fallrichtung in diesen ganzen Gebiete haben hingewiesen: F. Rolle, loc. cit. pag. 283. — V. Hilber, Die Miocänichten von Gamlitz bei Ehrenhausen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877. — F. Blaschke, loc. cit. pag. 56. — J. Dreger, loc. cit. pag. 88.

hin auch die auflagernden Leithakalke bedeutend tiefer hinab, als dies im Platschzuge der Fall war.

Die Foraminiferenmergel verschwinden hier unter den Konglomeraten und den ihnen auflagernden Leithakalken, die sich, kaum unterbrochen vom Platsch und Steinberge gegen Ehrenhausen absenken. Nur bei Ewitsch treten aus der Hangenddecke die „Foraminiferenmergel“ in typischer Entwicklung nochmals zutage. In dem tiefeingeschnittenen Gamlitztal reichen die Konglomerate (zum Teil auch die Leithakalke) bis an die Talsohle herab, so daß die „Foraminiferenmergel“ nicht mehr sichtbar werden. Hingegen sind sie in der an die Leithakalkplatte im Osten angrenzenden Region in größerer Verbreitung vorhanden.

Wie schon in einer anderen Arbeit hervorgehoben wurde¹⁾, wird die Leithakalkplatte Platsch—Egydi—Ehrenhausen gegen Osten durch einen scharf markierten Bruch begrenzt (siehe Übersichtskarte), der sich vom Gehöfte Strihovez (Haltstelle Egyditunnel Süd) über K. 365 (NW des Gehöftes), K. 335 nach St. Egydi West und von hier bis NW von Spielfeld verfolgen läßt. (Taf. XXI, XXII und Textfig. 7.)

Die NNW-Richtung dieser mindestens 5 km langen Dislokation erscheint besonders bemerkenswert, da zahlreiche andere Verwerfungen in Mittelsteiermark dieselbe Richtung einhalten. Sie ist mit einer Absenkung des westlichen Flügels verbunden. Die Konglomerate und auflagernden Leithakalke stoßen, wie man sich bei K. 335 und 365 überzeugen kann, unvermittelt am Foraminiferenmergel ab. Infolgedessen wird das ganze östlich angrenzende Gebiet der Windischen Büheln bis zur Linie Mureck—St. Leonhard ausschließlich aus „Foraminiferenmergeln“ aufgebaut. Denn die hangenden Leithakalk- und Konglomeratdecken erscheinen in diesem „nicht“ gesenkten Gebiet bereits abgetragen. Westlich von St. Egydi sind die „Foraminiferenmergel“ in einem Hohlweg erschlossen, wo an der Rückenhöhe Seeigelstachel und Bivalvenreste aufgefunden werden konnten. Südlich davon, bei K. 335, wurden in den typischen Foraminiferenmergeln Reste von Bivalven und Brachiopoden bemerkt. Nördlich davon, wo die Straße von St. Egydi die Rückenhöhe quert, fanden sich im Foraminiferenmergel sehr zahlreiche Austern und Pectenschalen. Auch in dieser tektonisch höher angelegten Scholle (östlich des Egydier Bruches) läßt sich ein gegen NO gerichtetes tektonisches Absinken erkennen. Es ist besonders deutlich in dem Hohlweg bemerkbar, der vom Sauerberge gegen Spielfeld hinabführt. Sowohl die hangenden gelbbraunen, feinen Sande als auch die liegenden mürben, mergeligen, graugrünen Sande fallen parallel dem Abfall des Weges, auf mehrere hundert Schritte Erstreckung erschlossen, gegen Nordosten hinab. In den liegenden grünlichgrauen Sanden fanden sich *Pecten cf. denudatus*, andere Bivalven und sehr gut erhaltene Krabbenreste²⁾.

Die gelbgrauen Sande (im Hangenden der fossilführenden mergeligen Sande) bilden auch die markante Kuppe, die sich unmittelbar

¹⁾ A. Winkler, Versuch einer tektonischen Analyse etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Nr. 18, 1913, pag. 314.

²⁾ Vielleicht ist es derselbe Fundort, von dem in den Berichten des „Joanneums“ das Vorkommen von „Krabben bei Spielfeld“ erwähnt wird.

oberhalb der Station Spielfeld erhebt. An der Basis des Aufschlusses ist nach Mitteilung meines Kollegen, Herrn cand. geol. Jäger, eine Austernbank sichtbar. Dieser mächtige Sandkomplex (innerhalb der Foraminiferenmergelgruppe) wird bei Spielfeld im Niveau der Eisenbahn von typischen foraminiferenführenden Mergeln unterlagert.

Hilber¹⁾ erwähnt aus der Gegend von Spielfeld eine Fauna mit Brachyuren, Spatangiden etc. die er als „sicheren Schlier“ bezeichnet. Rolle²⁾ führt vom selben Ort bereits das Auftreten von *Pecten cristatus*, Echiniden und Krebsresten an. Stur³⁾ fand dort unmittelbar westlich über der Bahnlinie foraminiferenreichen Tegel mit *Pecten cristatus*, Spatangiden und Krebsresten, während er südlich von Spielfeld (am Wege nach St. Egydi) einen grauen Sand mit *Pecten cristatus* und *Cristellaria* entdeckte.

Ein ausgezeichnetes Profil durch dieselben Partien des Foraminiferenmergels wie beim Bahnhof gewährt ein zirka 60 m hohe Entblößung am rechten Steilufer der Mur zirka 1 km SO von Spielfeld.

Ich fand folgendes Profil:

- Meter
- 4 Sand mit grauen Schiefertönen wechsellagernd;
 - 3 Sand mit festen Sandsteinbänken und Pflanzenresten;
 - 2 blaugrauer, sandiger Schiefertön;
 - 8 Sand mit konkretionären Sandsteinlagen;
 - 1 blaugrauer Schiefertön;
 - 6 feiner Sand;
 - 8 milder, grauer, glimmerreicher Schiefertön mit einer harten Sandsteinbank;
 - 8—10 aufschlußloses Terrain;
 - 10 hellgraublauer Mergel mit Foraminiferen;
 - 4 dunkelgrauer Mergel.

Vom selben Punkte hat Reuß eine kleine Foraminiferen Fauna beschrieben⁴⁾. In den hangenden, sandigen Sedimenten tritt eine starke Beimengung von pflanzlichem Detritus hervor, was auf eine reiche Vegetation im Bereiche der Küstenzone hinweist.

Was die Einfügung der letzterwähnten Schichten in das Gesamtprofil des sehr mächtigen Komplexes der Foraminiferenmergelgruppe anbelangt, so möchte ich der Ansicht Ausdruck geben, daß die erwähnten Schichten von Spielfeld (Sauerberg, oberhalb Bahnhof und Muranriß) nicht den hangendsten Partien der Schichtfolge, wohl aber einer höheren Partie derselben angehören. Denn jene schon makroskopisch durch großen Foraminiferenreichtum ausgezeichneten Mergel, die bei St. Egydi, und zwar dort auch im unmittelbaren Liegenden der Hangendkonglomerate zutage treten, sind bei Spielfeld nicht

¹⁾ V. Hilber, LXXXVI. Jahresbericht d. steiermärkischen Landesmuseum; Joanneum über das Jahr 1897. Graz 1898, pag. 18.

²⁾ F. Rolle, loc. cit. pag. 285.

³⁾ D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 562.

⁴⁾ F. Rolle, Über einige neue Vorkommen von Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden in den tertiären Ablagerungen Steiermarks. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, pag. 351—354.

mehr sichtbar. Da hier auch (östlich des Egidier Verwurfes) Konglomerate und Leithakalke fehlen, liegt es nahe anzunehmen, daß auch deren unmittelbares Liegende (die foraminiferenführenden Mergel) abgetragen ist, die Sande von Spielfeld somit einer etwas tieferen Partie innerhalb der Schichtfolge entsprechen.

Im Gamlitztal bei Ehrenhausen sind die „Foraminiferenmergel“ unter die Talsohle versunken. Jedoch treten sie nordwestlich dieses Ortes, wohl an einer Dislokation wieder zutage und sind an der Eisenbahnstrecke gegen Retznei aufgeschlossen. Bei Retznei selbst treten sie noch in einer Tongrube (inmitten der Talmulde) Bivalvenreste führend zutage. Wenige hundert Schritte nördlich davon erhebt sich eine Kuppe von Leithakalk, welcher für eine große Zementfabrik abgebaut wird. Die Kalkbänke fallen mit 20° Neigung West gegen das Gebiet der Foraminiferenmergel zu, um jedenfalls mit einer Dislokation an letzteren abzuschneiden¹⁾.

Allerdings scheinen die Foraminiferenmergel nach Rolles Angaben nördlich davon nochmals in beschränktem Ausmaß bei Leibnitz (Ortschaft Wagna) hervorzutreten²⁾. Beim „Tillenbacher“ (Leibnitz Süd) sah ich im Liegenden der Korallenkalke Gesteine vom Habitus des Foraminiferenmergels.

Wie richtig jener Forscher bereits vor mehr als einem halben Jahrhundert die Selbständigkeit und Verbreitung des „Foraminiferenmergels“ erkannt hat, geht aus folgender Angabe hervor: „Ganz anders ist die Fauna der grauen, feinen, sandigen Mergel, welche im Liegenden des Leithakalks auftretend mit gleichbleibendem Charakter von den Anhöhen bei Wagna unweit Leibnitz über Spielfeld bis nach St. Kunigund und Marburg sich verfolgen lassen³⁾.“

Die Schliermergel, welche westlich von St. Egidy mit ihrer Hangendgrenze bis zirka 450 m hinanreichen, zeigen bei Ehrenhausen eine Tiefenlage unter 250 m.

Die oft bedeutende Neigung des Schichtmaterials läßt die tektonische Entstehung dieser mindestens 200 m betragenden Absenkung erkennen. Es ist eine mächtige Flexur, mit welcher die altmiocänen Foraminiferenmergelsedimente samt den auflagernden, mittelmiocänen Mediterranbildungen nordwärts absinken.

Westlich des Marktes Ehrenhausen entlang der Straße nach Gamlitz treten im Liegenden des Leithakalks schön gebankte Konglomerate zutage. Bei der Kochmühle, einem mehrfach in der Literatur erwähnten Punkte, sind sie prächtig erschlossen⁴⁾.

¹⁾ Daß die Leithakalke die „Foraminiferenmergel“ nicht normal unterteufen können, geht auch daraus hervor, daß die mächtigen Kalke nicht unter die nahegelegenen Mergel bei 20° W-Fallen zur Gänze hinabtauchen können.

²⁾ F. Rolle, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1856, pag. 593–594.

³⁾ Loc. cit.

⁴⁾ F. Rolle, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, pag. 352–353. — V. Hilber, Die Miocänschichten von Gamlitz etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 251 ff. — F. Blaschke, loc. cit. pag. 56.

Ich wende mich nunmehr der Verfolgung der „Foraminiferenmergel“ zu, in jenes Gebiet welches sich südlich und südwestlich von St. Egydi ausdehnt.

In dem tiefeingeschnittenen Witscheintal und seinen zahlreichen Seitengraben sind die „Foraminiferenmergel“ bei durchschnittlich ziemlich flacher Lagerung in einer Mächtigkeit von mehr als 150 m erschlossen.

Auf dem Höhenrücken „Graßnitz“ (Kuppe bei n des Wortes in der Spezialkarte) nahm ich im ansteigenden Hohlweg eine mächtige Folge von foraminiferenführendem Mergeln mit untergeordneten Sand- und Sandsteinlagen wahr.

Das Einfallen ist flach gegen Nord gerichtet. Auf der südlicher gelegenen Kuppe K. 400 konnte im unmittelbaren Liegenden der vorgenannten Sedimente eine aus hellgrauen Mergeln mit untergeordneten Sandlagen bestehende Schichtfolge beobachtet werden.

Das Nord gerichtete flache Fallen war auch noch auf der südlich davon (Kuppe südlich K. 400) gelegenen Kuppe sichtbar, welche ebenfalls eine mächtige Folge grauer Mergel mit pflanzenführenden Sandsteinen entblößte. Die Kuppe südlich letzterer (Kuppe Nord von K. 362) ließ folgendes Profil erkennen:

mächtige graue, sandige Schiefertone mit Seeigelstacheln;
dunkelgraue, mergelige Schiefertone mit Sandlagen;
feste Sandsteinbank;
5 m Sande mit schiefriegen Lagen.

Das Einfallen war auch hier wieder flach gegen Nord gerichtet.

Die Kuppe südlich K. 362 läßt wieder bei flach nördlichem Einfallen mächtige feine Sande hervortreten, denen hier ein blaugrauer Schiefertone mit Pflanzen- und Kohleresten eingeschaltet ist. Bei einem Hause daselbst sah ich eine Sandsteinbank mit Bryozoen und Pectenresten.

Diese hier wiedergegebene Schichtfolge läßt erkennen:

1. Daß die liegenderen Partien der „Foraminiferenmergelserie“ aus sandigen Lagen mit Pflanzenreste führenden Schichten aufgebaut sind.

2. Daß im Hangenden derselben Mergelsedimente vorherrschend werden.

3. Daß letztere in nordöstlicher Richtung von jenen an Foraminiferen so reichen Mergelgebilden überlagert werden, welche insbesondere an der Kuppe K. 426 bei St. Egydi sichtbar sind.

4. Daß letztere wieder von marinen Konglomeraten, diese wieder von Leithakalken überlagert werden.

Das flach nördliche Einfallen der Leithakalkdecken am Platsch und Steinberg erstreckt sich nach den angegebenen Daten auch auf das südlich angrenzende „Foraminiferenmergelgebiet“ des Graßnitzrückens. Die steile Neigung (25°) der Foraminiferenmergel (und auflagernden Konglomerate) an der Kuppe K. 426 (St. Egydi W) erscheint nur als lokale Schlepplage der Schichten an der durchziehenden St. Egydier Bruchlinie.

Die Bildungen am Graßnitzberge haben uns bis in die Nähe von Ober-St. Kunigund geführt. Die Foraminiferenmergelgruppe, welche

den Höhenrücken NO des Ortes (anschließend an den Graßnitzberg) aufbaut, erscheint bezeichnenderweise wieder von stärkeren Störungen betroffen, welche sicherlich mit der Annäherung an den Rand der Ablagerungsmulde, mit dem Auftauchen des mesozoischen Grundgebirges und seiner tiefstmiocänen Umhüllung in Zusammenhang steht.

In dem Hohlweg auf diesem Rücken sah ich einen Wechsel von Sanden, mergeligen Sanden, Sandsteinbänken und Mergeln aufgeschlossen. Die Ablagerung, welche von Verwerfungen durchschnitten war, zeigte Streichen NS, Fallen 18° W.

Die Höhen südlich von Ober-St. Kunigund werden bereits von „basalen marinen Mergeln“ aufgebaut. (Taf. XXI.)

Mein Kollege Herr Jäger teilte mir mit, daß er in der Gegend südöstlich von St. Kunigund bei Skrillenberg (nördlich K 395) 18° NNO fallende sandige Mergel wahrgenommen habe und daß im Dobrental im Hängenden der Schichtfolge wieder das Hervortreten sehr foraminiferenreicher Mergel beobachtet werden kann.

Die Gruppe des „Foraminiferenmergels“ zieht sich aus der Umgebung von St. Kunigund, die „basalen marinen Mergel“ umrandend, bis gegen Marburg a. d. Drau hin. Östlich von St. Urbani, welches noch im Bereiche der älteren Schichten gelegen ist, treten bei K. 345 der Spezialkarte typische graue, blättrige Foraminiferenmergel zutage.

Im Anstieg auf den östlich davon gelegenen Rücken gewahrt man am Wege große herumliegende Blöcke eines wohl in der Nähe anstehenden Tuffsandsteins. Der Habitus dieses graugelben Tuffsandsteins stimmt fast vollkommen mit jenem der Tuffsandsteine von Gouze in der Tüfferer Bucht (Untersteiermark) überein¹⁾.

Die Kuppe, die sich zwischen dem Gehöfte Ferlinc bis zum Wienerberg erstreckt, zeigt sich aus einem sehr festen, splittrig muscheliggbrechenden, hellgraugefärbten Mergelgestein aufgebaut, das von tuffigen Partien durchsetzt ist. Stellenweise lassen die Mergel in Berührung mit letzteren deutliche Frittungserscheinungen erkennen. (Taf. XXII.)

Über die Genesis dieser eigentümlichen Mergel sowie der vulkanischen Explosiva werden noch genauere Untersuchungen anzustellen sein. Möglicherweise stellen beide die Ausfüllung eines ausgedehnten Tuffschlotes dar. Gegen Marburg hin treten im südlichen Teil des Wienerberges marine fossilienführende Sandsteine und Mergel von normalem Gepräge hervor.

Die „Foraminiferenmergelgruppe“ läßt sich von Ober-St. Kunigund westwärts bis in die Gegend von Leutschach verfolgen.

Über Georgenberg verbreitet sich die Schichtfolge auf den als Glanz (Glanzberg) bezeichneten Höhenrücken, welcher die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Mur und der Drau bildet. Zwischen diesem Höhenrücken und dem Markt Leutschach treten die „Foraminiferenmergel“ nur in untergeordnetem Ausmaß zutage, da infolge des konstanten NW-Fallens die Sedimente unter auflagernde Konglomeratbildungen absinken. Wie noch später hervorgehoben wird, erscheint der „Glanz“ benannte Rücken von einer prägnanten WNW

¹⁾ Al. Bittner, Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 459.

streichenden Verwerfung durchschnitten, welche eine Absenkung des südwestlichen Flügels hervorrief. In dem letzteren reichen südlich der Kuppe 467 (Rositsch) selbst die „Grunder Konglomerate“ bis an die Talsohle der tiefeingeschnittenen Gräben herab.

Die steile Stellung der Konglomeratbänke (40° SO fallend) weist auf eine Schlepplage an der durchziehenden Bruchlinie hin. (Taf. XXII.)

Im Norden dieser Kuppe treten wieder „Foraminiferenmergel“¹⁾ zutage. Gegenüber dem Typus der Sedimente ostwärts läßt sich hier eine Verschiedenheit — abgesehen von dem noch nicht nachgewiesenen Vorhandensein von Foraminiferen — in der Zunahme des Sandgehaltes erkennen. Der Anstieg von Kuppe Rositsch gegen Norden überquert die bei steilem Einfallen (20°—30° NW) jedenfalls mehrere hundert Meter mächtige Folge von Mergel und Sanden. Diese Schichtfolge hält in gleicher Beschaffenheit nordwärts bis zum Gehöfte Striegel au. Im Sattel nördlich K. 467 und weiter oberhalb gelang es, in diesen Schichten Steinkerne mariner Conchylien nebst Blattabdrücken aufzufinden.

Im Aufstieg vom Striegel zu K. 499 erscheint die „Foraminiferenmergelgruppe“ von den ersten Konglomeratlagen überdeckt, mit welchen sie noch wechsellagert, um sodann der reinen Konglomeratentwicklung Platz zu machen, welche in einer sehr bedeutenden Mächtigkeit die Höhen des Lubeberges (K. 571) und Wurzenberges (K. 552) aufbaut. Das Streichen und Fallen der „Foraminiferenmergelgruppe“ erwies sich sehr konstant: Streichen NO, Fallen NW 20—30°.

Infolge dieser Fallrichtung treten die „Foraminiferenmergel“ bei Leutschach nur mehr nahe der Talsohle zutage.

Der Anstieg auf dem Karrenweg NW von Leutschach zum Gehöft Vogelhofer (K. 489) läßt die hangenden Partien der Schichtgruppe hervortreten.

Vor dem Gehöft, welches südlich des Buchstaben „s“ von Zellweis gelegen ist, ist eine wohl über 40 m mächtige Folge gleichartiger, grauer, bröcklicher, glimmriger, toniger Sande aufgeschlossen. Das Streichen ist konstant NS, das Fallen 20° W gerichtet. Die Schichten sind von zahlreichen, kleinen Sprüngen durchzogen.

Der Weg führt im Streichen dieser Bänke fast $\frac{1}{2}$ km nordwärts. NW des genannten Gehöftes waren in mürben, grauen Sandsteinen marine Bivalven- und Gastropodenschalen (eingelagerte Austernbank!) zu beobachten. Das Streichen war NO, das Fallen 25° NW gerichtet.

Im Anstieg zur folgenden bewaldeten Kuppe läßt sich bereits die Wechsellagerung mit den Konglomeraten wahrnehmen (bis K. 489), welche sodann allein herrschend werden und in mehrere hundert Meter mächtiger Entwicklung den Gündorfberg und Kreuzberg (K. 633) aufbauen.

Südlich von Leutschach sind gegenüber Schloß Trautenburg an der Talsohle graue Sandsteine mit Kohlepartikelchen 22° NO fallend

¹⁾ Die Bezeichnung „Foraminiferenmergel“ erscheint für diese Marinablagerungen im Westen, in welchen Foraminiferen noch nicht nachgewiesen sind, nicht ganz zutreffend.

sichtbar. Sie treten im Liegenden der Konglomerate von Hoheneck in unmittelbarer Auflagerung auf paläozoisches Grundgebirge hervor.

Westlich von Leutschach treten infolge des W (NW) gerichteten Fallens der Schichtfolge die Hangendkonglomerate bis an die Talsohle herab. Auf der ganzen Erstreckung zwischen Maltlach (Leutschach W), Arnfels und Groß-Klein reichen die Konglomeratbänke bis an die Basis der Gräben.

Erst westlich von Arnfels tauchen gewissermaßen als Gegenflügel einer großen Mulde mit NO-Fallen unter den Konglomeraten wieder tonig-mergelige Sedimente empor, die den auf der Karte als Hardegg bezeichneten Höhenrücken aufbauen. Es ist ein Wechsel von Sanden, Sandsteinen mit Schiefertönen und pflanzenführenden sandigen Schiefertönen. Das Fallen maß ich mit 30° – 25° NO (resp. NNO). Beim Gehöft Sunko erscheinen sie von gleichsinnig fallenden Konglomeratbänken überlagert. (Taf. XXI)

Infolge des innigen stratigraphischen Verbandes mit den Hangendkonglomeraten und einer gewissen Ähnlichkeit in der Faciesausbildung halte ich auch diese Schichten von Hardegg für Äquivalente der „Foraminiferenmergelgruppe“. Ähnliche Sedimente bilden nach Radimskys Angaben das westlich anschließende Hügelland und zugleich ein Bindeglied zu den kohleführenden Ablagerungen von Wies und Eibiswald. Die reichliche Pflanzenführung (Kohlenschmitzen!) und vorwiegend tonig sandiger Charakter der Schichten bei Hardegg zeigt bei dem Zurücktreten des Kalkreichtums das Überhandnehmen lacustrer Bildungsverhältnisse an.

Die Verfolgung der Schichten der „Foraminiferenmergelgruppe“ läßt erkennen, daß der Charakter des Sediments von Ost nach West gegen das Innere der Bucht allmählich eine Veränderung erleidet. Nahe der Südbahnstrecke bei Spielfeld—St. Egydi—Jahring herrscht eine Wechsellagerung reichlich Foraminiferen führende Mergel (erhaltene Schalen von Bivalven) mit pflanzenführenden Sandsteinen und Mergeln vor.

Im Gebiete von Leutschach und Georgenberg entwickeln sich sandige Mergel mit spärlichen, nur als Steinkerne oder Abdrücke erhaltene Fossilien heraus, die mit pflanzenreichen Sandsteinen, Sanden und Schiefertönen wechseln.

Schließlich bei Arnfels (Hardegg) nehmen sandigschiefrige Konglomerate auf Kosten der Mergel noch mehr überhand. Pflanzenreste und kohleführende Lagen treten stärker hervor, die marinen Conchylien sind verschwunden.

Auf Grund dieser Beobachtungen nehme ich an, daß die noch weiter westlich gelegenen kohleführenden Ablagerungen von Wies und Eibiswald nur die brackisch-lakustre Lagunärfacies des mittelsteirischen Foraminiferenmergelmeeres darstellen.

Das gleichartige Auftreten aller besprochenen Ablagerungen im Liegenden der den Grunder Schichten zu parallelisierenden Konglomerate, ihr gleicher Charakter in der Metamorphose und ihr Übergang in der Streichrichtung sprechen für eine analoge Bildungszeit.

Es mögen noch einige Angaben älterer Autoren Platz finden, die erkennen lassen, daß von der Foraminiferenmergelgruppe ein Übergang in die lakustren Sedimente am Rande des Posstruks stattfindet. Dreg er¹⁾ gibt an: „Unmerklich gelaugen wir in der Gegend nördlich und östlich von Leutschach in ausgesprochen marine Schichten“. Stur erklärt, daß er auf der Strecke von Arnfels über Leutschach, Georgenberg, St. Kunigund bis Marburg die Grenze zwischen beiden Schichten „willkürlich und nach Gutdünken zu ziehen gezwungen war“. Auch Rolle²⁾ konnte keine genaue Grenzlinie zwischen marinen und lacustren Sedimenten angeben, meint aber, „daß man die Gegend von Arnfels und Leutschach wird noch als Brack oder Süßwasserablagerung gelten lassen“.

Im Wieser Becken bestehen zwischen Sturs Darstellung und Radimskys³⁾ Angaben und Revierkarte weitgehende Differenzen in der Abgrenzung der marinen von den lacustren Sedimenten. Auch die tektonischen Verhältnisse lassen eine Trennung zwischen beiden nicht durchführen. Die lacustren Sedimente, welche zwar an den Rändern des Ablagerungsbeckens steil aufgerichtet sind, weisen in der Mitte desselben eine mehr oder minder flache Lagerung auf⁴⁾. Die Foraminiferenmergelsedimente (und die auflagernden Konglomerate) zeigen andererseits vielfach ebenfalls starke Neigungen im Schichtmaterial. Es sei nur auf die 25° betragende Neigung im Schlier und Grunder Konglomerat von St. Egydi, sowie die nach Blaschke, Rolle und dem Autor bis über 40° und mehr betragenden Neigungen in dem Konglomeratzuge von Arnfels—Leutschach—Gamlitz hingewiesen.

Die marinen Foraminiferenmergelbildungen in der Gegend von Spielfeld, welche schon ziemlich weit ab vom Verbreitungsgebiete der lacustren Sedimente gelegen sind, zeigen in der Fossilarmut und in den durch reichliche Pflanzenreste ausgezeichneten Schichten sandigen Charakters Anklänge an die Süßwasserbildungen des Beckenrandes.

Es scheint auch aus diesen Angaben vieler hervorragender Beobachter sich zu ergeben, daß die lacustren Eibiswalder Schichten und der mittelsteirische „Foraminiferenmergel“ als facielle Vertretung aufzufassen sind.

Beide gehen räumlich und auch der faciiellen Beschaffenheit nach ineinander über und beiden ist die gleiche konglomeratische Hangendecke gemeinsam, die den Grunder Schichten zugezählt wurde.

Die Annahme einer Region in Steiermark, in welcher ein Übergang von den lacustren Sedimenten des „Pittener Horizonts“ (Eibiswalder Schichten) zu den gleichaltrigen Marinbildungen des älteren Miocäns stattfindet, erweist sich übrigens schon aus dem Grunde notwendig, weil in Untersteiermark vom Oberoligocän bis in das Obermiocän eine lückenlose, marine Schichtfolge entwickelt ist⁵⁾. Die

¹⁾ Loc. cit. pag. 103.

²⁾ Loc. cit. pag. 284.

³⁾ V. Radimsky, Das Wieser Bergrevier. Klagenfurt 1875.

⁴⁾ Siehe Angaben bei Rolle, Radimsky, Dreg er und den „Mineralkohlen Österreichs“.

⁵⁾ F. Teller, Erläuterungen zur geol. Karte etc. Pragerhof—Wind-Feistritz. Wien, 1899.

Marinbildungen des Altmiocäns, welche im Bereiche der untersteirischen, jugendlichen Faltenzüge entwickelt sind, müssen nordwärts mit den ebenfalls altmiocänen, lacustren Sedimenten des Eibiswalder und Köflacher Beckens in stratigraphische Verknüpfung treten.

Da man nun eine solche Übergangsregion im Bereiche der westlichen windischen Büheln tatsächlich beobachtet und übereinstimmend die schwierige Abtrennung der „marinen Schlierbildungen“ der Windischen Büheln von den lacustren Sedimenten hervorgehoben wurde, so glaube ich, daß gute Gründe dafür sprechen, eine Äquivalenz der beiden anzunehmen.

Da das Verschwinden der Foraminiferenmergelgruppe und ihrer Äquivalente im Norden der windischen Büheln einem tektonischen Hinabtauchen derselben und nicht der Nordgrenze dieser Ablagerungen überhaupt entspricht, liegt es nahe anzunehmen, daß der Untergrund eines beträchtlichen Teiles der Grazer Bucht von gleichaltrigen Ablagerungen teils mariner, teils lacustrer Natur eingenommen wird.

In der Tat sehen wir, wie seit altersher bekannt ist am Nordrande der „Grazer Bucht“ wieder kohleführende Ablagerungen von limn. Bildungsweise hervortreten, für deren untermiocänes Alter insbesondere Hilber eingetreten ist. Nach allgemeiner Auffassung sind bekanntlich diese kohleführenden Ablagerungen von Weiz, Kumberg, Niederschöckl, in der Mantscha (Graz W), Rein (Süßwasserkalk) und die benachbarten Vorkommnisse von Voitsberg, Köflach als stratigraphische Äquivalente von Eibiswald und Wies anzusehen. Es ist anzunehmen, daß sich im Untergrunde der mittelsteirischen Bucht, verdeckt durch jüngere Schichten, derselbe Übergang der marinen Schichtgruppe der Foraminiferenmergel in die brackisch-lacustren Randbildungen vollzieht, wie er in der Richtung nach Westen in der Gegend von Leutschach und Arnfels kennbar ist. Ich erblicke in den Süßwasserablagerungen am Nordrande der Grazer Bucht das Wiederauftauchen der tieferen Miocänablagerungen, die in den Windischen Büheln mit einer Flexur unter jüngere Schichten versinken.

Die Bohrungen, welche nach Hilbers¹⁾ und Graniggs²⁾ Mitteilungen zwischen Koralpe und Sausalgebirge angestellt wurden, haben ergeben, daß zwischen beiden Gebirgsrücken eine sehr tiefe mit Tertiärsedimenten erfüllte Furche sich hinzieht. Die Bohrung von Schwanberg zum Beispiel hat ergeben, daß das Tertiär untertags noch eine Mächtigkeit von zirka 250 m besitzt.

Auch die Bohrungen nahe am Possrukraude ergaben so bedeutende Mächtigkeiten der tertiären Beckenfüllung. Da nun die bei Schwanberg erbohrten Schichten dem Liegenden des Florianer Tegels angehören, indem letzterer das benachbarte Hügelland obertags aufbaut und selbst sein Liegendhorizont den „Sand von Hasreit“ ausstreicht, müssen diese Schichten älter als die mittelsteirischen

¹⁾ V. Hilber, Die Miocänablagerungen etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 511—16.

²⁾ B. Granigg, Die Kohlenvorkommen etc. Österr. Zeitschrift f. Berg- und Hüttenwesen, 1910.

Grunder Schichten sein. Dieser vorwiegend tonigmergelige Komplex ist daher wohl als Äquivalent der im S und SW zutage tretenden Süßwasserschichten einerseits, der Foraminiferenmergelgruppe im SO andererseits anzusehen. Vielleicht stellen diese kohlefreien (oder -armen) Bildungen bereits einen Übergang zu der marinen Entwicklung dar. Die mächtigen kohleführenden Ablagerungen dieses Horizonts erscheinen demnach nur in den tief einspringenden Winkeln der mittelsteirischen Bucht, im Eibiswalder, Wieser und Köflacher Becken zur Ablagerung gekommen zu sein¹⁾. Es sind, wie schon Granigg betonte, randliche Lagunen des tieferen Miocänmeeres.

Die lacustren Ablagerungen am Rande der Grazer Bucht²⁾ finden ihre Fortsetzung in gleichaltrigen Ablagerungen im Pinkfelder Becken³⁾, wo sie mit grobem Basalschutt dem Grundgebirge aufsitzen, in den Sedimentlappen, die als eingesunkene Streifen im Bereiche des Friedbergtunnels⁴⁾ hervortreten, ferner in einem Zuge von Ablagerungen, die über Krumbach und die Paßkapelle bei Aspang in das Becken von Kirchberg am Wechsel⁵⁾ führen, bei Pitten, Schauerleiten und Hart⁶⁾ und schließlich ganz im Nordosten bei Ritzing⁷⁾ (bei Ödenburg). Analoge Bildungen, deren reiche Säugetierfauna zumeist auf Helvetien hinweist, finden sich auch bekanntlich im Bereiche des Mürz- und Murtals⁸⁾. (Leoben-Tollinggraben, Parschlug, Göriach, Turnau etc.) Wir sehen somit, wie bereits angedeutet wurde, daß vor Bildung der lacustren Ablagerungen eine bedeutende Tieferlegung großer Teile der südöstlichen Alpen unter das limnische Akkumulationsniveau sich geltend machte. Diese Tatsache wird um so bemerkenswerter, wenn wir bedenken, daß viele der altmiocänen Süßwassersedimente nur eingesunkene Streifen einer mehr oder minder ausgebreiteten Sedimentdecke darstellen.

Sie erscheinen der postvariscischen Decke der böhmischen Masse vergleichbar.

¹⁾ Fr. Rolle, Geol. Untersuchungen in dem Theile Steiermarks zwischen Gratz, Obdach, Hohenmauthen und Marburg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1856, pag. 219 ff. — Ders., Die tertiären und diluvialen Ablagerungen in der Gegend zwischen Gratz, Köflach, Schwanberg etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1856, pag. 35 ff. — Ders., Geol. Untersuchungen in der Gegend zwischen Ehrenhausen etc. Jahrb. d. k. k. R.-A. 1857, pag. 266 ff. — J. Dreger, Die geol. Aufnahme der NW-Sektion des Kartenblattes Marburg und die Schichten von Eibiswald in Steiermark. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 85 ff.

²⁾ V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, pag. 291 ff.

³⁾ K. Hofmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 19.

⁴⁾ H. Mohr, loc. cit.

⁵⁾ H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Ö). Mitt. d. geol. Gesellsch. 1910, pag. 204—210.

⁶⁾ H. Höfer, Das Braunkohlenvorkommen in Hart bei Gloggnitz in N.-Ö. Bericht über d. allg. Bergmannstag in Wien 1903.

⁷⁾ H. Wolf, Die Stadt Ödenburg und ihre Umgebung. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 29—31.

⁸⁾ In dem schon nach Fertigstellung dieser Arbeit publizierten Aufsatz von Dr. Kober: „Über Bau und Entstehung der Ostalpen“ wird auf die Verbreitung von Sümpfen und Seen in den östlichen Alpen zu frühmiocäner Zeit hingewiesen. Mitt. d. geol. Gesellsch. 1912, pag. 475.

Die tektonischen Bewegungen, welche, wie angegeben, im Altmiocän einen ausgedehnten Raum in den östlichen Alpen unter das allgemeine Akkumulationsniveau gebracht haben, stellen einen Vorläufer jener Einbrüche dar, welche später die raudlichen Nachsenkungen des Wiener Beckens und Landseer Beckens entstehen ließen und welche sich auch in der Grazer Bucht als langandauernde Beckenvertiefungen äußern.

Die jüngeren Senkungen erscheinen als sekundäre Bruchfelder in dem Rahmen jener ausgedehnten Region altmiocäner limnisch-fluviatiler-mariner Becken eingesenkt, in denen einerseits die kohleführenden Ablagerungen, „der Pittener Horizont“, anderseits der mittelsteirische Foraminiferenmergel zum Absatz kamen.

Daß auch die am Rande des Wiener Beckens auftretenden kohleführenden Ablagerungen (Pitten, Hart etc.) älter als der Einbruch des inneralpinen Beckens sind und daß diese und die obersteirischen Vorkommnisse als tektonisch versenkte Reste ausgedehnterer Ablagerungen angesehen werden müssen, hat Dr. Petrascheck kürzlich in einem Vortrage dargelegt.

Schließlich muß noch erwähnt werden, daß der Trachyt-Andesitstock von Gleichenberg vielleicht schon in dieser tieferen Miocän-epoche entstanden ist. Seine Bildung mag mit den tektonischen Bewegungen im Zusammenhang stehen, die zur Ausbildung des vorhelvetischen Senkungsfeldes¹⁾ geführt haben.

7. Kapitel.

Stratigraphische Parallele der tiefmiocänen Ablagerungen Mittelsteiermarks mit jenen Untersteiermarks und anderer Gebiete.

Der Versuch eines Vergleiches der mittelsteirischen Untermiocänablagarungen mit denen Untersteiermarks läßt erkennen, daß die tiefere Gruppe der „basalen marinen Mergel“ in facieller Hinsicht eine große Ähnlichkeit mit „den marinen Mergeln und mürben mergeligen Sandsteinen“ Tellers in Untersteiermark aufzuweisen hat. Diese Analogie erstreckt sich, wie ich mich überzeugen konnte, nicht nur auf den gleichen, vorherrschend tonigmergeligen, dunkelgefärbten Sedi-mentcharakter, auf das Auftreten gleichartiger untergeordneter Sandsteinbänke, sondern auch auf das Vorhandensein grüner Tuffsandsteine in beiden Gebieten. Ebenso ist die Fossilarmut beiden Ablagerungen gemein.

Insbesondere das Auftreten der Eruptiva in Mittelsteiermark läßt das untermiocäne Alter mit großer Sicherheit fixieren. Denn nach Tellers, Dregers und Gorjanovic-Krambergers Untersuchungen ist das Auftreten der tertiären Eruptiva ausschließlich (in Untersteiermark und angrenzenden Regionen) auf die tiefmiocäne Epoche beschränkt (= „Marine Mergel und mürbe mergelige Sandsteine“, „Härtere Kalke und Tuffsandsteine“). Es ist selbstverständlich äußerst wahrscheinlich, daß auch in der unmittelbar angrenzenden, tektonisch

¹⁾ Vor Ablagerung „der Foraminiferenmergelgruppe“ und der Süßwasserschichten.

vielleicht noch dazugehörigen Possrukregion den gleichartig aussehenden Eruptiva auch ein gleiches Alter zuzuschreiben ist.

Das untermiocäne Alter der untersteirischen „marinen Mergel und mürben mergeligen Sandsteine“ konnte dank Tellers ausgezeichneten Untersuchungen sehr genau festgelegt werden. Dieser Forscher konnte zeigen, daß sich in der Bucht von Neuhaus aus den Mergeln der Sotzkaschichten (oberoligocän) ganz unmerklich der Komplex der „marinen Mergel“ entwickle, der sich facieell vollkommen an jene oberoligocänen Sedimente anschließt und durch große Fossilarmut charakterisiert ist. Sowohl diese stratigraphische Position als auch die von Fuchs bestimmten Fossilien aus Rohitsch-Sauerbrunn bestätigen die Annahme eines untermiocänen Alters dieser Schichtgruppe.

Ich glaube daher auch berechtigt zu sein, die mittelsteirischen „basalen marinen Mergel“ dem tiefsten Miocän zu parallelisieren.

In Mittelsteiermark lagert über dem Komplex der „basalen marinen Mergel etc.“ die Gruppe des „Foraminiferenmergels“, die durch das stärkere Hervortreten sandiger Bildungen (gegenüber dem untersten Miocän) und, wie angegeben wurde, ebenfalls durch tufige Beimengung ausgezeichnet ist.

Wie schon ausgeführt, gleichen aufgefundene Tuffsandsteine ganz jenen in der untersteirischen Tüfferer Bucht (= Sandsteine von Gouze). Der untersteirische Komplex der „Kalk- und Tuffsandsteine“ (= Sandsteine von Gouze) scheint gegenüber der mittelsteirischen „Foraminiferenmergelgruppe“ durch das stärkere Hervortreten tufiger Beimengung und vielleicht im Zusammenhang damit durch gröberes klastisches Korn gekennzeichnet. Fossilien sind in beiden Ablagerungen selten.

Infolge der gleichen stratigraphischen Position (im Hangenden der „marinen Mergel“) und infolge des gleichartigen Auftretens der Tuffe möchte ich die „Foraminiferenmergelgruppe“ den „härteren Kalk- und Tuffsandsteinen“ Tellers¹⁾ parallelisieren. Dieser Vergleich findet eine weitere Stütze darin, daß sowohl die „Foraminiferenmergelgruppe“ als auch die „Kalk- und Tuffsandsteine“ im Hangenden mit einer Konglomeratdecke abschließen, die hinwiederum einen Übergang in „Leithakalke“ aufweist. Es sind dies einerseits das ältere konglomeratische Nulliporenkalkniveau Tellers, anderseits die Leithakalkdecken (und basale Konglomerate) am Platsch und Steinberge bei St. Egydi.

Ich parallelisiere daher die die Konglomerate von St. Egydi überlagernden Leithakalke, welche auch an den Störungen letzterer noch Anteil nehmen, dem älteren Leithakalkniveau Untersteiermarks (in der Pölschacher Zone, Ponigler Plateau, Tüfferer Bucht).

Da die Konglomerate, wie ich noch später zu zeigen versuchen werde, mit Grunder Schichten wechsellagern, möchte ich sie als Äquivalente letzterer auffassen. Ihre stratigraphische Stellung im Liegenden des basalen Leithakalkniveaus ist dieser Annahme günstig.

Da die Konglomerate die „Foraminiferenmergel“, resp. die äquivalenten Süßwasserschichten überlagern, möchte ich die beiden letztge-

¹⁾ Es treten auch in Untersteiermark in diesem Komplex Mergel und pflanzenführende Schiefertone auf. Anderseits ist in Mittelsteiermark das Sand-sediment sehr mächtig.

nannten für älter als die Grunder Schichten ansehen. Es ergibt sich hieraus scheinbar ein Widerspruch. Denn die Grunder Schichten (= Florianer Tegel etc.) gelten als Helvetien; dagegen wurde die dieser Stufe entsprechende Fauna in den unterlagernden Eibiswalder Schichten angetroffen.

Ich glaube, daß sich der Widerspruch lösen läßt, wenn man dem Helvetien einengrößeren „Umfang“ zumißt. Wenn man die Foraminiferenmergelgruppe, deren spärliche Fauna wohl noch keine genaue Altersdeutung zuläßt, und die äquivalenten Süßwasserschichten dem unteren Helvetien, die Konglomerate und äquivalenten Grunder Schichten¹⁾ dem oberen Helvetien zurechnet, so erscheinen die Verhältnisse der allgemeinen Stufenteilung sich einzuordnen. Man wird hierdurch der Bedeutung der helvetischen Stufe, im Sinne der französischen Geologen, mehr gerecht, als wenn man ihr das wenig mächtige Basalniveau der zweiten Mediterranstufe (= Florianer Tegel) allein zuschreiben wollte.

Die tiefere Schichtgruppe der „basalen marinen Mergel“, die immerhin eine Mächtigkeit von einigen hundert Metern besitzen dürfte, bleibt demnach als Vertretung des „Burdigalien“ übrig. Wenn wir bedenken, daß in dem so genau erforschten Verbreitungsgebiet des Burdigalien, im Eggenburger Miocänbecken, diese Sedimente vorzüglich in sehr grobklastischer und wohl rascher Sedimentation vertreten sind, so werden wir wohl annehmen können, daß jene „basalen marinen Mergel“ in Mittelsteiermark (= marine Mergel und mürbe Sandsteine in Untersteiermark) ein vollwertiges Äquivalent des Burdigalien darstellen können. Der größere zeitliche Umfang, welcher hier der helvetischen Stufe verliehen wurde, stimmt auffallend mit jenen Ergebnissen überein, zu welchen kürzlich Dr. v. Friedberg²⁾ bezüglich des polnischen Miocäns gelangte. Er konnte zeigen, daß ein beträchtlicher Teil der bisher dem Burdigalien zugerechneten Ablagerungen (darunter wahrscheinlich der galizische „Schlier“), dem Helvetien zuzurechnen ist.

Wenn wir die in Steiermark dem „Schlierhorizont“ zugezählten Ablagerungen Revue passieren lassen, so finden wir, daß der mittelsteirische Schlier Hilbers (= Foraminiferenmergelgruppe) wahrscheinlich dem tieferen Helvetien, daß der von Hörnes dem Schlier zugerechnete Tüfferer Mergel (Untersteiermark), wie Bittner nachwies, der zweiten Mediterranstufe (= Badner Tegel) entspricht, daß der Hasreiter Sand, der von Stur und Hilber³⁾ als mögliches Äquivalent des „Schliers“ betrachtet wurde, wohl einem basalen Niveau des Florianer Tegels, also dem oberen Helvetien angehört.

Wenn wir daher mit Hilber die Foraminiferenmergelgruppe als mittelsteirischen Schlier bezeichnen wollen, so müssen wir die Angabe dahin präzisieren, daß in Mittelsteiermark die Sedimente des tieferen Helvetien zum Teil in Schlierfacies ausgebildet sind.

¹⁾ = Florianer Tegel.

²⁾ Dr. W. v. Friedberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A., 1913. Einige Bemerkungen über das Miocän in Polen.

³⁾ R. Hörnes und V. Hilber, Eine Exkursion etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 179. Siehe auch E. Tietze, Die Versuche einer Gliederung des unteren Neogen in den österreichischen Ländern. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, XXXVI. Bd. 1884.

Untersteiermark (nach F. Teller)	Marine Entwicklung in Mittelsteiermark	Lacustre Entwicklung in Mittelsteiermark	Allgemeine Gliederung
<p>Oberer Nulliporenkalk</p> <p>Tüfferer Mergel</p> <p>Unterer Nulliporenkalk</p>	<p>Hochgelegene Nulliporenkalke im Sausal</p> <p>Amphisteginenmergel</p> <p>Sande, Lehme u. Mergel</p> <p>Nulliporenkalke und Korallenkalke</p> <p>Basale Leithakalke von St. Egydi, Ehrenhausen etc.</p> <p style="text-align: right;">Nulliporenkalke am Buchkogel etc.</p>		<p>Tortonien.</p>
<p>Konglomerate und fossilreiche Sande an der Basis des unteren Nulliporenkalkes</p>	<p>Konglomerate von St. Egydi, Ehrenhausen, Gamlitz (Labitschberg), Leutschach, Arnfels und Groß-Klein mit Blockschuttbildungen. Konglomerat von Fantsch, Schotter von St. Andrä, Sande von Gamlitz. Fossilreiche Sande und sandige Tegel von Fantsch, St. Andrä etc. Florianer Tegel, Oisnitzer Tegel, Pölser Mergel, Schichten von Stainz?, Konglomerat am Remschnigg, Radkonglomerate?</p>	<p style="text-align: center;">?</p> <p>Konglomerate im Hangenden der Süßwasserschichten</p>	<p>Oberes Helvetien.</p>
<p>Härtere Kalk- u. Tuffsandsteine (= Sandsteine von Gouze, = Maceljer Sandstein Gorjānovič-Krambergers), Andesittuffe</p>	<p>„Foraminiferenmergelgruppe“ mit Tuffen. Sandige marine Mergel von Leutschach. Erbohrte Sedimente zwischen Sausal und Koralpe. Sande und Sandsteine von Spielfeld. Trachytandesit von Gleichenberg?</p>	<p>Sch. von Hardegg bei Arnfels, Eibiswalder und Wieser Sch., Sch. von Köflach und Rein, Niederschöckl, Kumberg, Weiz etc. Erbohrte Sch. am Possrukraude bei Ob.-Haag u. Pitschgau. Sinnersdorfer Schichten? Sch. von Krumbach, Aspang u. Kirchberg, Hart u. Pitten. Horizont der Lignite von Pitten etc. Schichten im Murtal</p>	<p>Unteres Helvetien.</p>
<p>Marine Mergel und mürbe, mergelige Sandsteine (= Mergel von Neuhaus, Sandstein von Laufen), Andesittuffe</p>	<p>„Basale marine Mergel.“ Schichten am Possrukraude mit Tuffbänken und Sandsteinlagen</p>	<p style="text-align: center;">—</p>	<p>Burdigalien.</p>
<p>Sotzkaschichten (Schichten von Sotzka und Gutenegg)</p>	<p style="text-align: center;">—</p>	<p style="text-align: center;">—</p>	<p>Aquittanien.</p>

8. Kapitel.

Störungsphase nach Ablagerung der Foraminiferenmergelgruppe und der stratigraphisch äquivalenten Süßwasserschichten.

Nach Ablagerung der Foraminiferenmergelgruppe tritt in der südwestlichen Mittelsteiermark eine auffällige Änderung im Sedimentationsmaterial hervor. Es wird eine gewaltige Schuttfuhr in das Marinbecken eingeleitet, welche selbst hausgroßes Blockwerk zu transportieren imstande ist. In einer mehrere hundert Meter mächtigen Folge wird eine so ungeheure, oft kaum sortierte Schuttmenge auf weite Erstreckung zur Ablagerung gebracht, daß die Annahme tektonischer Bewegungen bei Entstehung dieses Schuttmaterials mir unabweislich erscheint. Die Gesteine, welche diese marine Konglomeratstufe enthält, sind meiner Ansicht nach vorzüglich aus dem Korralpengebiet abzuleiten. Prof. Hilber¹⁾ hat eben eine Studie veröffentlicht, in der er die Meinung vertritt, daß die größeren Blöcke in diesem Konglomerat, denen er schon lange seine Aufmerksamkeit geschenkt hatte, aus einem durch diese Ablagerungen gegenwärtig verhüllten archaischen Grundgebirge stammen mögen. Indessen hat er selber auf einige Erscheinungen hingewiesen, die dieser Annahme ungünstig sind. Aus der Tatsache, daß in den tiefeingeschnittenen Gräben, welche häufig bis in die Basis der „Konglomerate“ hinabreichen, nirgends²⁾ ein solcher Grundgebirgskomplex auftaucht, ferner aus der Erscheinung, daß am Posrkrande von mir überall bis tief hinab paläozoische Sedimente angetroffen wurden, während gleichzeitig die schutführenden Konglomerate bis über 700 m Seehöhe hinaufreichen, schließlich aus der weiten Verbreitung des Blockschuttes von Radiga bei Groß-Klein über Arnfels, Leutschach bis Ehrenhausen scheint mir in der Tat hervorzugehen, daß dieses Blockwerk zum größten Teil aus dem Korralpengebiet stammen muß, wo sich die zunächst liegenden analogen Gesteine auffinden lassen. Betrachtet man die Verbreitung dieser schuttreichen Marinablagerungen, so erkennt man, daß dieselben gegenüber den älteren „Foraminiferenmergel-lacustren“ Bildungen teilweise eine Einengung in der Verbreitung erkennen lassen. Denn wir sehen sie „nicht“ mehr im Bereiche des eigentlichen Eibiswalder und Wieser Beckens und in dem nördlich angrenzenden Hügelland verbreitet. Mag auch die nachträgliche Erosion daran Anteil haben, so möchte ich doch der Ansicht Ausdruck geben, daß die Regression in der Wasserbedeckung in der „Gründer Zeit“ in diesem südwestlichen Winkel Mittelsteiermarks mehr oder minder auf tektonische Bewegungen zurückzuführen ist.

Schon in der vorläufigen Mitteilung habe ich der Vermutung Ausdruck gegeben, daß der Rücken der südlichen Korralpe während des

¹⁾ V. Hilber, Die rätselhaften Blöcke etc. Mitt. des naturw. Vereines für Steiermark 1913. Separatabdruck.

²⁾ Bloß bei Leutschach fand Blaschke in einem Graben alte Gesteine auf (Amphibolite etc.) loc. cit.

Jungtertiärs sich emporhob. Die gewaltige Schuttbewegung, welche von diesem Gebirgszug her nach Ablagerung der Süßwassersedimente eingeleitet wurde, scheint dieser Annahme vollkommen zu entsprechen. Denn eine so bedeutende Belebung der Erosion, welche oft mehrere Kubikmeter umfassendes Blockwerk in ungezählter Menge dem Meeresbecken zuzuführen vermochte, erscheint mir ohne Zuhilfenahme hebender Vorgänge in der Herkunftsregion kaum verständlich. Penck¹⁾ und Petrascheck²⁾ haben denn auch für die Entstehung dieses Blockwerks alpine Gebirgsbewegungen gemutmaßt.

Die angenommene Hebung der südlichen Koralpe findet auch im hohen Ansteigen der Süßwasserabsätze an ihrem Ostabfall und in dem hohen Hinanreichen derselben in der Furche zwischen dem Drautal und dem Eibiswalder Becken eine Stütze.

Es scheinen also die lacustren Ablagerungen noch teilweise am Koralpenrand von der Hebung mitergriffen zu sein. Es erklärt sich dadurch auch das ziemlich häufige Auftreten miocäner Sandsteinblöcke als Geröllkomponenten der genannten Schuttbildungen. Die angenommene Hebung welche sich, wie schon angegeben wurde, auch noch im jüngeren Miocän geltend macht, findet weiters auch in den morphologischen Formen dieses Gebirgsrückens ihren Ausdruck. Der steile und sehr markante Westabfall desselben und die flache, allmähliche Ostabdachung, weisen darauf hin, daß der südliche Teil der Koralpe als eine Platte anzusehen ist, deren stärkste Hebung an ihrem Westrande erfolgte. In der Tat sehen wir sie dortselbst mit einer scharf ausgeprägten, dem Westabfall vollkommen parallelen, tiefgreifenden Ruptur (Höfers³⁾ Lavantaler Verwurf) vom tief versenkten Miocängebiet im Lavanttal sich abtrennen, an welcher Dislokation nachweislich noch sehr jugendliche Bewegungen zur Auslösung kamen.

So glaube ich aus diesen morphologisch-tektonischen Erscheinungen im Bau der Koralpe, aus dem Auftreten der ausgedehnten, aus Koralschutt bestehenden Block und Konglomeratablagerungen zwischen Saagau und Mur, aus der Höhenlage der Eibiswalder Schichten am Koralpenrande und aus der Anteilnahme letzterer als Geröllkomponenten in den „Grunder Konglomeraten“, den Schluß ableiten zu können, daß die südliche Koralpe vor (und während) der Bildungszeit der Grunder Schichten eine Hebung erfahren hat.

Als Begleiterscheinung dieser tektonischen Bewegung sind wohl Senkungen aufzufassen, die die Anhäufung mächtiger Schuttmassen in der Zone zwischen Sausalgebirge und Possruk und das Übergreifen der Konglomerat- und Schuttbildungen auf das Grundgebirge des Possrutzuges (Remschnigg und Radel) ohne Zwischenlage älterer Sedimente ermöglichten. Diese senkende Bewegung scheint auch über das Radel- und Remschnigggebirge die Bahn eröffnet zu haben, auf welcher das

¹⁾ A. Penck und E. Brückner, Alpen im Eiszeitalter.

²⁾ Vortrag, gehalten in d. k. k. geol. R.-A. Dezember 1912. — Montanistische Rundschau 1913, Nr. 8. Vortragsbericht.

³⁾ H. Höfer, Sitzungsbericht d. k. Akad. d. Wissensch. Math.-naturw. Kl. Bd. CIII. Wien 1894. Die geol. Verhältnisse der St. Pauler Berge.

Grunder Meer Mittelsteiermarks in konglomeratischer Ausbildung westwärts mit jenem Zentralkärntens in Verbindung trat (siehe später).

Fügen wir dem besprochenen Verbreitungsgebiet noch jenes der Grunder Schichten in der Florianer Bucht und seiner Fortsetzung bis nahe an den Alpenrand bei Stainz hinzu, so sehen wir, daß die Depression des Grunder Meeres gegenüber dem Süßwasser Foraminiferenmergelhorizont einerseits gegen NO und Osten zurückgedrängt erscheint, anderseits gegen Süden und Südwesten durch Übergreifen am Possruk neues Areal sich eroberte. Die große Mächtigkeit der grobklastischen Ablagerungen läßt eine längere Andauer der tektonischen Vorgänge wahrscheinlich erscheinen.

Der Übersicht halber seien noch einige Störungen der am Nordrand der mittelsteirischen Bucht entwickelten, kohleführenden Ablagerungen angeführt¹⁾. Ein vormediterranes Alter erscheint auch für diese von großer Wahrscheinlichkeit.

Am Nordostrand der mittelsteirischen Bucht erweisen sich nach Hofmanns Bericht²⁾ die lacustren Bildungen von Störungen und Abtragungen des Schichtmaterials betroffen, bevor die Transgression der zweiten Mediterranstufe in die Pinkafelder Bucht eingetreten war. Nach Hilbers Bericht³⁾ haben im selben Raum die Ablagerungen der ersten Mediterranstufe (lacustre Bildungen) noch bedeutenden Anteil an der Alpenfaltung genommen (Schönau a. Geb.) etc.¹⁾.

Sehr interessant erscheinen in dieser Hinsicht die Beobachtungen, welche Mohr⁴⁾ in dem Tertiärlappen (Sinnerdorfer Konglomerat, altmiocän), der beim Bau des Hartbergtunnels durchstoßen wurde, anstellen konnte. Es hat sich ergeben, daß die miocänen Bildungen entlang einer steilen Fläche mit deutlich mechanischem Kontakt am kristallinen Grundgebirge abstoßen.

Die Bruchlinie, welche parallel zur Straße Friedberg—Mönichkirchen verläuft⁵⁾, hat ostwärts einen ausgedehnten Streifen tertiärer Ablagerung versenkt und dort diese Ablagerungen vor Abtragung bewahrt. Auf die Bedeutung dieser Störungslinie für die Verbreitung der

¹⁾ Die gleichalterigen kohleführenden Ablagerungen des Murtals zeigen ebenfalls bedeutende Lagerungsstörungen. Ohne darauf einzugehen, verweise ich auf die Angaben von D. Stur, Über die Ablagerungen des Neogens, Diluvium, Alluvium im Gebiete der nordöstlichen Alpen. Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wissenschaften 1855, XVI. — F. Rolle, Die Braunkohlengebilde bei Rottenmann etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1856. — K. Österreich, Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, pag. 165. — H. Höfer, Exkursion nach Leoben. Führer zum Internat. Geologenkongreß Wien 1903. — F. X. Schaffer, Das Delta des norischen Stroms. Mitt. d. geol. Gesellschaft 1909. — K. Gaulhofer und J. Stiny, Die Parschluger Senke. Mitt. d. geol. Gesellschaft 1912, pag. 324. Die Mineralkohlen Österreichs. Wien 1903. Herausgegeben vom Komitee des allgemeinen Bergmannstages.

²⁾ K. Hofmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 20.

³⁾ V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 393.

⁴⁾ H. Mohr, Anzeiger d. k. Akademie d. Wissenschaften 23, 1909. Bericht über die Verfolgung der geologischen Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn, insbesondere im großen Hartbergtunnel.

⁵⁾ H. Mohr, Denkschriften d. k. Akademie d. Wissenschaften. Bd. LXXXVIII, 1912. Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen, pag. 8.

„marinen“ Bildungen werde ich im folgenden Kapitel zurückkommen¹⁾. Es sei aber schon hier hervorgehoben, daß das Alter dieser Bruchlinie, wie es auch die Analogie mit den „vormarinen“ Störungen dieser lacustren Bildungen in der Pinkafelder Gegend erwarten läßt, wahrscheinlich höher als die zweite Mediterranstufe ist.

Die lacustren Ablagerungen am Nordostrand der mittelsteirischen Bucht lassen somit deutliche Anzeichen einer vormediterranen (zweiten Mediterranstufe), aber postlacustren (Horizont der Lignite von Pitten), Störungsphase erkennen.

Dem Ostrand der Zentralalpen ist eine ziemlich kontinuierliche Reihe aus dem Tertiär auftauchender Inselberge vorgelagert, die mit der kristallinen Insel am Neusiedlersee (Gizingberg etc.) beginnen, sich über den Brennberg bei Ödenburg, über die Gneißrücken bei Pullendorf, Draßmarkt, Steinberg, Piringsdorf und Unter-Rabnitz zum Günser Horst verlängern und über diesen hinaus vermittels der paläozoischen Berge von Hannersdorf, Eisenberg und Hohensteinmaiberg sich bis zur Klippe von Sulz bei Güssing erstrecken. Nach einer Unterbrechung taucht annähernd in der streichenden Fortsetzung die Schieferinsel von Neuhaus-St. Georgen auf.

Den nordnordöstlichen Verlauf dieser Inselreihe sowie die Übereinstimmung desselben mit dem gleichlaufenden Randbruch des inneralpinen Wiener Beckens hat bereits F. Toulou²⁾ hervorgehoben. Vielleicht verdankt diese nordnordöstlich streichende Kette kristallinpaläozoischer „Horste“ ihre Ausbildung einem System von Dislokationen, die der Randstörung des Wiener Beckens parallel verlaufen. Da im Bereiche dieses Inselzuges mehrfach (z. B. in der Ödenburger Gegend, Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen) Sedimente vom Alter der zweiten Mediterranstufe³⁾ transgredieren, so muß die Bewegung der Hauptsache nach noch vor dem Eintritt dieses Meeres stattgefunden haben. Da anderseits an mehreren Stellen lacustre Bildungen (Sinnerdorfer Konglomerat) an den Störungen⁴⁾ noch Anteil genommen haben (z. B. am Nordrand des Günser Horstes, in dem Zuge Grodnau-Holzschlag), so müssen die Störungen jünger als dieselben sein.

Es würde somit die erste Ausbildung der den Zentralalpen im Osten vorgelagerten Inselkette in einer Epoche nach Ablagerung des „Pittener“ Horizonts und vor Ablagerung der Mediterranbildungen eingetreten sein, in derselben Zeit, in welcher der Einbruch des inneralpinen Wiener Beckens erfolgte⁵⁾.

¹⁾ Siehe pag. 568—569.

²⁾ F. Toulou, Über Devonfossilien aus dem Eisenburger Komitat. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, Nr. 3, pag. 47.

³⁾ V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 44, pag. 389 ff. — K. Hofmann, Jahresbericht des Direktors. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 16—18. — Roth von Telegd, Erläuterungen zur geolog. Karte. Blatt Kismarton. Maßstab 1:75.000.

⁴⁾ V. Hilber, loc. cit. pag. 393. — K. Hofmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, Beilage, pag. 20.

⁵⁾ Die marinen Grunder Schichten scheinen stellenweise schon an diesem Inselzuge zu transgredieren, z. B. Ritzinger Sande bei Ödenburg. Die diese „Grunder Sedimente“ (Ritzinger Sande) nach Wolfs Angaben „unterlagernden“ kohleführenden Schichten (Brennberger Sande) sind gestört. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870.

Die gleichaltrigen lacustren Bildungen am Nordrande der Grazer Bucht sind, wie manche Erscheinungen anzeigen, auch noch beträchtlichen Störungen ausgesetzt gewesen ¹⁾.

In der Gegend von Weiz verzeichnet schon Andrae ²⁾ ein 25° geneigtes Schichtfallen.

Die sehr bedeutenden Höhenunterschiede innerhalb der „Horizonte der Lignite von Pitten“ in der näheren Umgebung von Graz sprechen ebenfalls zugunsten nachträglicher Störungen. Bei Doblbad (Graz SW), welcher Ort in einer Seehöhe von 350 *m* und hart an einem Aufbruch paläozoischer Gesteine gelegen ist, wurde nach Graniggs ³⁾ Mitteilung ein 345 *m* tiefes Bohrloch in diesen Süßwassersedimenten abgestoßen. Das Hinabreichen der Sedimente unter das Meeresniveau, während in unmittelbarer Nachbarschaft das paläozoische Gestein aufragt und die bei Doblbad auftretende Therme, läßt eine jüngere Versenkung wahrscheinlich erscheinen.

Die Bohrungen in der Mantscha, inmitten der paläozoischen Rücken, westlich von Graz gelegen, haben in der Tiefe von 232 *m* (tiefste Bohrung) ein Kohlenflöz angetroffen. Nach Hilbers ⁴⁾ Mitteilung zeigten bei einer Bohrung die Schichten ein Fallen von 18 bis 20° an ⁵⁾. Auch hier erscheint die große Mächtigkeit der Bildungen und ihre Tiefenlage bemerkenswert.

Das Köflacher Revier besitzt keineswegs eine ungestörte Lagerung. Es erweist sich, wie schon Rolle angibt, zu einer flachen Antikline gestaut und von Verwerfungen durchschnitten. Besonders in seinen westlichen Partien treten Neigungen von 40°—50° auf. Schmied ⁶⁾ hat angegeben, daß der Randbruch, welcher das Gosaubecken der Kainach in Südosten begrenzt, bei Voitsberg in der verschiedenen Höhenlage des miocänen Kohlenflözes sich äußert.

Diese Literaturangaben lassen erkennen, daß der Horizont der „Lignite von Pitten“, den ich als lacustres Äquivalent der Foramini-

¹⁾ Die Ablagerungen des Pittener Horizonts am Rande des Wiener Beckens haben nach ihrer Ablagerung beträchtliche Störungen und Absenkungen erlitten. Bei Hart (b. Gloggnitz) sind sie sogar gefaltet und saiger aufgerichtet. (H. Höfer, Bericht über den allgemeinen Bergmannstag, Wien, 1903). F. X. Schaffer, Mitt. d. geol. Gesellschaft 1909. Das Delta des norischen Flusses.

Bemerkenswert sind auch die großen Höhenunterschiede, welche die lacustren Ablagerungen aufweisen. Bei Krumbach reichen sie bis 878 *m* hinan, bei der Paßkapelle bei Aspang bis 825 *m*, während sie bei Hart, Leiding, Pitten etc. unter 400 *m* Seehöhe hinabreichen. Dies und die sichtbaren Störungen weisen sicherlich auf bedeutende „nachlacustre“, vormaline Versenkungen hin.

²⁾ Dr. K. J. Andrae, Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854.

³⁾ B. Granigg, loc. cit.

⁴⁾ V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893.

⁵⁾ Im Becken von Rein zeigen die Süßwasserschichten (Mineralkohlen Österreichs, pag. 109) ein Fallen von 20°—30° an den Rändern, in der Mitte ein solches von 5°—10°.

⁶⁾ W. Schmied, Die Kreidebildungen der Kainach. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1908, pag. 281.

ferenmergelgruppe auffasse, von bedeutenden, jedenfalls größtenteils vor-mediterranen Störungen betroffen wurde. Ob indessen diese Bewegungen schon vor oder während der Ablagerung der Grunder Stufe stattgefunden oder begonnen haben, oder ob sie erst unmittelbar vor oder zu Beginn der zweiten Mediterranstufe sich ausbildeten, kann vorläufig nicht beantwortet werden.

Nach einer Angabe von Dr. Petrascheck¹⁾ sind in dem Köflacher Becken über den kohlenführenden Sedimenten Konglomerate gelagert, welche, da sie noch an den Störungen ersterer Anteil nehmen, von ihm dem tieferen Miocän zugerechnet werden. Sollten es vielleicht fluviatile Äquivalente der Grunder Stufe sein?

Wenn man bedenkt, daß die Untersuchungen der letzten Jahrzehnte an vielen Punkten ergaben, daß die ältermiocänen „Süßwasserablagerungen“ als tektonisch eingesunkene Streifen anzusehen sind (zum Beispiel gefaltete und eingeklemmte Mulde von Hart, Friedbergtunnel, Leoben und Tollinggraben etc.), so wird man wohl auch bei manchen anderen, noch weniger studierten oder weniger aufgeschlossenen „Süßwasserschichten“ eine tektonische Begrenzung in Rücksicht ziehen müssen.

Dr. W. Petrascheck hat in einem Vortrage der Ansicht Ausdruck gegeben, daß die Art des Auftretens dieser Ablagerungen (häufige Trennung durch eine Grundgebirgsschwelle vom eigentlichen Becken) zur Annahme berechtige, daß dieselben als eingesunkene Streifen einer mehr oder minder ausgedehnten transgressiven Decke aufzufassen sind. Jedenfalls weisen, abgesehen von den angeführten Störungen, auch die großen Höhenunterschiede, welche viele „dem Horizont der Lignite von Pitten“ zugerechnete Ablagerungen untereinander aufzeigen (zum Beispiel Paßkapelle bei Aspang, Krumbach bis über 900 m Seehöhe, daneben tiefliegende Schollen im Friedbergtunnel, bei Pitten etc. hochgelegene Schollen am Obdacher Sattel und im Murtal, tiefgelegene bei Leoben etc.), daraufhin, daß stellenweise bedeutende tektonische Bewegungen mehr oder minder ausgedehnte Beckenlagerungen getrennt und in isolierte Schollen zerlegt haben.

Vielleicht kommt man den tatsächlichen Verhältnissen näher, wenn man die zahlreichen Süßwasserablagerungen am Ost- und Nordostabfalle der Zentralalpen samt und sonders als mehr oder weniger getrennte randliche Lagunen des Helvetienmeeres betrachtet, welches in der unmittelbar benachbarten Mittel- und Untersteiermark seine Relikte hinterließ und zu welchem sich die lacustren Sedimente, dank Hilbers genauen Aufnahmen, vom Nordrand der Grazer Bucht (Weiz, Niederschöckl, Rein etc.) über Köflach und Voitsberg nach Schwanberg und dann über Brunn, Wies und Hardegg in kaum unterbrochenem Zuge bis zu den Marinreste einschließenden Ablagerungen von Arnfels-Leutschach verfolgen lassen.

Ich möchte diese Annahme jener vorziehen, welche diese Ablagerungen zum Teil als fluviatile Sedimente in Alpentälern auffaßt.

¹⁾ W. Petrascheck, Montanistische Rundschau 1913, Nr. 8, Vortragsbericht, pag. 854—855.

Vielleicht wird aber auch hier eine einheitliche, schematische Auffassung den Verhältnissen nicht gerecht.

Die heutige Höhenlage vieler Süßwasserablagerungen nötigt bei Annahme einer dem Meeresspiegel nahegelegenen, lagunären Bildungsweise letzterer zur Annahme posthelvetischer hebender Bewegungen in diesen Regionen.

Eine solche Annahme scheint heute um so eher ausgesprochen werden zu können, als sich die Anzeichen von jüngeren Hebungen im Bereiche der Ostalpen mehren.

Prof. Kossmats Untersuchungen¹⁾ ist der Nachweis zu danken, daß die Karstplateaus von Görz und Innerkrain nach ihrer Entstehung miocäne Hebungen in bedeutendem Ausmaß erfahren haben. Das Studium der miocänen Ablagerungen am Posruck läßt erkennen, daß hier die „Grunder Schichten“, die die Verbindungsbrücke zum zentralkärntnerischen gleichalten Meeresgebiet darstellten, heute stellenweise bis zirka 800 m Seehöhe und wenn, was mir möglich dünkt, die Konglomerate von Oberkappel und Radl zur selben Schichtfolge gehören, bis über 1000 m Seehöhe hinaufreichen, also nach ihrer Ablagerung eine bedeutende Hebung erfahren haben.

Dr. Kober²⁾ hat jüngst darauf hingewiesen, daß im Bereiche der östlichen Alpen junge Aufwölbungen im Miocän stattgefunden haben. Auch Dr. Sölich³⁾ zieht Hebungen im Bereiche der östlichen Zentralalpen für die Erklärung morphologischer Verhältnisse heran.

Diese von verschiedenen Forschern mit größerer oder geringerer Beweiskraft vorgebrachten Argumente zugunsten jugendlicher Hebungen in den östlichen Zentralalpen vermögen wohl der Auffassung von stattgehabten Hebungsvorgängen im Verbreitungsgebiete des Horizonts „Lignite von Pitten“ eine Stütze zu verleihen.

Freilich wird es noch viel genauerer Untersuchungen bedürfen, um ein sicheres Urteil in dieser Frage abgeben zu können.

Ich glaube dargelegt zu haben, daß nach Entstehung der Foraminiferenmergelgruppe und äquivalenten „Süßwasserschichten“ große tektonische Bewegungen sich geltend machten, die am Rande der südlichen Koralpe eine Hebung der lacustren Sedimente hervorriefen und eine gewaltige Schuttfuhr in die gegen NO verschobene Tiefendepression des Grunder Meeres einleiteten. Senkungen im Posruckgebirge eröffneten eine Kommunikation mit dem zentral-kärntnerischen Lavantbecken. Die übrigen lacustren Absätze in der NO- und Ostabdachung der Zentralalpen lassen ebenfalls zahlreiche Anzeichen vormediterraner Bewegungen erkennen, die wohl zum Teil auch als Hebungen aufzufassen sind.

¹⁾ F. Kossmat, Der küstenländische Hochkarst etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1909, pag. 121.

²⁾ L. Kober, Mitt. d. geol. Gesellsch. in Wien 1912, pag. 475—76.

³⁾ J. Sölich, Geomorphologie des steirischen Randgebirges. Verhandl. des 18. Deutschen Geographentages in Innsbruck 1912, pag. 139.

9. Kapitel.

Die Grunder Stufe in Mittelsteiermark.

Die „Foraminiferenmergelgruppe“ erscheint im Gebiete der Windischen Büheln auf der weiten Strecke von St. Egydi über Leutschach nach Arnfels und Groß-Klein von Konglomeraten von wechselnder Mächtigkeit überlagert.

Dieser Zug mariner Konglomerate, die Strandfacies der Grunder Schichten (meiner Auffassung nach) enthält fast überall große Blöcke, welche Hilber früher als Moränenreste deutete¹⁾ und deren Verbreitung er mit großer Genauigkeit festgelegt hat. Sie finden sich besonders südlich von Gamlitz, im Gündorfgraben bei Groß-Klein, auf der Höhe des Karner Berges, bei Radiga, bei Arnfels, auf der Höhe des Remschnigg, bei Oberkappel. Dreger²⁾ hat hervorgehoben, daß diese Blöcke durch den Zerfall tertiärer Konglomerate entstanden seien und Blaschke hat ihm beigestimmt. Nach Rolles und Blaschkes³⁾ Angaben lassen sich die Konglomerate, deren Verbreitung Hilber in der Umgebung von Gamlitz kartographisch festgelegt hat, noch weit nach Westen verfolgen. Rolle⁴⁾ gibt an, daß dieselben nördlich von Leutschach die höchste Erhebung, „den Kreuzberg“, aufbauen und sich ostwärts bis Ottenberg und Ewitsch (Gamlitz Süd) bei Ehrenhausen erstrecken. Bei Gamlitz und Ehrenhausen sind sie mariner Entstehung; westlich hingegen „bilden die Konglomerate eine zusammenhängende Partie mit jenen, die zwischen Arnfels, Leutschach und Groß-Klein im Hangenden von Süßwassermolassen und Tegelschiefern erscheinen und dort wohl auch ein Absatz aus süßem Wasser sind“. Blaschkes Begehungen bestätigten die Angaben Rolles. Der marine Charakter der Ablagerungen verliere sich nach diesem Autor gegen Westen ganz unmerklich. Sowohl Blaschke als Rolle heben die starke Störung der Konglomeratschichten hervor.

Der Zug dieser Konglomerate fällt im großen und ganzen mit jener Region zusammen, in welcher Hilber die weite Verbreitung großer (oft über Kubikmeter großer) Blöcke nachgewiesen hat⁵⁾. Am Karner Berge (Leutschach NO) konnte Blaschke solche bis zur Kopfgröße auch im Gesteinsverbande beobachten.

„Die Bildung dieser Konglomerate entsprechen wahrscheinlich einem mächtigen Deltaschuttkegel⁶⁾“.

Bevor ich auf die Beschreibung jener Profile eingehe, welche mich dazu geführt haben, eine Äquivalenz der Konglomerate mit den

¹⁾ V. Hilber, Die Miocänschichten etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 267—268. — Ders., Die Wanderblöcke der alten Koralpengletscher auf der steirischen Seite. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 537. — Ders., Gletscherspuren zwischen Sulm und Drau. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 364. — Ders., Wanderblöcke in Mittelsteiermark. Führer zum Intern. Geologen-Kongreß in Wien 1903, Nr. V.

²⁾ J. Dreger, Vorlage des Blattes Marburg in Steiermark. Fragliche Gletscherspuren. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 124—126.

³⁾ F. Blaschke, loc. cit. pag. 54.

⁴⁾ F. Rolle, loc. cit. pag. 284—285.

⁵⁾ V. Hilber, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 537

⁶⁾ Loc. cit. pag. 54.

Grunder Sedimenten (= Florianer Tegel, Gamlitzer Sand) anzunehmen, will ich die Verbreitung ersterer genauer begrenzen.

Der östlichste Punkt, an dem dieselben bisher beobachtet wurden, liegt bei St. Egydi auf der aufragenden Kuppe mit Kote 426 (s. bereits pag. 523). Die steile Neigung, mit welcher die Konglomerate am Egydier Bruch ausstreichen, zeigt an, daß hier nicht die einstige Grenze dieser Marinbildungen gelegen war. Die Konglomerate, welche hier eine auffallende Mauer am Abfall des Berges bilden, werden konkordant von gleichfalls gestörten Leithakalkbildungen überlagert. Die Mächtigkeit der Konglomerate ist nicht besonders bedeutend (zirka 10—20 m). Die nördliche Absenkung, welche diese durch den Egydier Bruch ostwärts begrenzte Scholle beherrscht, läßt auch die Konglomerate nordwärts absinken; wir finden sie zirka 150 m tiefer westlich von Ehrenhausen wieder (siehe pag. 524).

Westlich von Egydi verschwinden sie bald, indem die auf der Höhe auftretende Leithakalkdecke am Platschberg unmittelbar dem Foraminiferenmergel auflagert.

Nördlich vom Platschberg, am Sattel, den die Straße überquert, treten im Liegenden des Kalks wieder grobe Korallenblöcke enthaltende Konglomerate an der Basis hervor. Diese nehmen nordwärts und nordwestwärts sehr an Mächtigkeit zu. Auf der Rückenhöhe südlich der Ortschaft Moser sah ich in einer Schottergrube Bänke von Schotter mit sandigem Schotter, Sanden und schiefrigen Sand wechsellagernd. Große Blöcke von Glimmerschiefer und Crinoidenkalk fanden sich in dem Sediment eingebettet.

Nach Hilbers Aufnahmen bauen die Konglomerate in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern das Gehänge auf, welches sich zwischen Steinberg und Urkogel gegen Gamlitz absenkt. Zwischen beiden Erhebungen gelang es Hilber, wie ich einer schon während des Druckes dieser Arbeit mir zugegangenen Publikation¹⁾ entnehme, marine Versteinerungen bei Ratsch in der große Blöcke führenden Konglomeratablagerung aufzufinden.

Wenn man die rasche Mächtigkeitsabnahme in den marinen Konglomeraten auf der Strecke Urkogel—Steinberg—Platsch betrachtet, wobei die gleichaltrigen Sedimente in der Richtung von NW nach SO von einer mehrere hundert Meter betragenden Mächtigkeit auf wenige Meter herabsinken und lokal sogar auskeilen, wenn man bemerkt, daß sie hiebei in gleicher Weise überall von Leithakalk überlagert sind, so wird man zur Annahme größerer primärer Schwankungen in der Mächtigkeit dieser Ablagerungen geführt. Wenn man weiter berücksichtigt, daß südwärts der Linie Steinberg—Platsch—St. Egydi bis an die Drau bei Marburg nirgends Konglomerate mehr hervortreten und auch an den hier in Betracht kommenden Teil des Possrukrandes (zwischen St. Georgen—Ober-St. Kunigund—Leutschach und Marburg) „keine“ Konglomerate mehr zutage treten, sondern die „Foraminiferenmergelgruppe“ ohne jüngere Sedimentbedeckung obertags sichtbar ist, so gelangt man zur Ansicht, daß hier ein Auskeilen der

¹⁾ V. Hilber, Die rätselhaften Blöcke etc. Separatabdruck aus den Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1913.

„Grunder Konglomerate“ an ihrer Strandlinie wahrzunehmen ist. Die rasche Mächtigkeitsabnahme erscheint aus einer Anlagerung der Sedimente an die Küste vollkommen verständlich.

Die Strandlinie des konglomeratischen Grunder Meeres zeigt demnach gegenüber dem „Foraminiferenmergelmeer“ eine bedeutende Regression am Ost- und Nordostabfall des Posstruks an.

Dieser steht die Ausbildung der jedenfalls durch gleichzeitige Senkungen sich vertiefenden Depression zwischen dem Nordabfall des Posstruks und dem Sausalgebirge gegenüber.

Wie ferner die „Grunder Konglomerate“ am NO- und O-Abfall des Posstruks regredierte, so läßt sich eine Transgression dieses Meeres am Nordabfall desselben Gebirges erkennen.

Es sind die „Konglomerate“, welche hier in analoger Faciesausbildung“ stellenweise noch zu bedeutenden Seehöhen (über 800 m) im Remschnitzzuge hinaufreichen. Der unmittelbare Zusammenhang mit dem übrigen Konglomeratgebiet und die Faciesausbildung der Sedimente läßt wohl auch hier keine andere denn marine Entstehung zu, obgleich Fossilreste noch nicht aufgefunden wurden.

Ob und inwieweit die noch weiter westlich gelegenen Radlkonglomerate hierherzuzählen sind, kann noch nicht sicher beantwortet werden.

Das ausgedehnte Konglomeratgebiet zwischen Saggan und Mur erscheint westwärts jedenfalls tektonisch gegen die auftauchenden Süßwasserschichten von Eibiswald begrenzt. Zwischen Radiga und Groß-Klein überschreitet es nordwestwärts den Saggaufluß, um über das Gebiet des Birrkogels und Burgstalls in die Verbreitungsregion der sandig-tegeligen Grunder Facies von St. Andrä im Westen des Sausals überzugehen.

Ich schreite nun zur Besprechung jener beiden Gebiete, in welchen der Übergang der Konglomeratfacies in die normale, sandig-tegelige Grunder Facies sichtbar wird.

Das erste derselben liegt in der Umgebung von Gamlitz.

Ich habe bereits früher ausgeführt, daß die von Kote 426 bei St. Egydi absinkenden Konglomeratbänke bei Ehrenhausen wieder hervortreten. Ihre analoge stratigraphische Position (im unmittelbaren Hangenden der „Foraminiferenmergel“ und im Liegenden des Leithakalks) sowie ihre Beschaffenheit läßt die Identität mit dem Konglomeratzug von St. Egydi (siehe vorher pag. 545) annehmen. In dem der Mühle gegenübergelegenen Aufschluß sind im unmittelbaren Liegenden des Leithakalks sehr unregelmäßig geschichtete, mit Diskordanzen versehene Schotter aufgeschlossen, die wohl das Hangende der jenseits sichtbaren Konglomeratbänke darstellen und den Übergang der „Konglomeratstufe“ zum Leithakalk vermitteln. Nach Hilbers und Rolles Untersuchungen zeigen sich die Konglomerate, deren marine Bildungsweise durch Fossilfunde festgelegt werden konnte, in der Umgegend von Gamlitz sehr verbreitet¹⁾, indem sie hier insbesondere das südlich des Tals gelegene Gehänge aufbauen. Ihr Fallen ist gegen Nord gerichtet. Für die Altersdeutung dieser Konglomerate erscheinen mir die Verhältnisse

¹⁾ V. Hilber, loc. cit. pag. 261 ff.

beim Kohlenbau des Labitschberges (Gamlitz NW) von Bedeutung. Diese kleine Kohlengrube hat in der Literatur schon mehrfach Erörterung gefunden¹⁾.

Das Hangende der unmittelbar bei der Kohlengrube aufgeschlossenen Schichten bilden mehrere Meter mächtige Konglomeratbänke, ganz vom Typus jener von St. Egydi-Ehrenhausen.

Mit dem Konglomerathorizont wechsellagernd und insbesondere im unmittelbarsten Liegenden desselben lagert ein grüner, sandiger Tegel erfüllt mit einer reichen marinen Fauna. Nach Hilber und Stur entspricht sie dem Grunder Niveau. Meine Begehungen in der Umgebung des Kohlenbaus haben mir den Gedanken nahegelegt, daß eine Trennung der Konglomerate von den fossilführenden Tegeln kaum durchführbar ist, da die cerithienreiche Bank unmittelbar und konkordant von der ersten Konglomeratlage überdeckt ist und diese Schotterbänke überdies nochmals eine Einlagerung von fossilführenden Grunder Schichten enthalten, wie schon Hilber und später Blaschke angegeben haben²⁾.

Am Labitschberg sind also fossilführende Grunder Schichten und Konglomeratbänke durch Wechsellagerung und unmittelbaren Übergang verbunden; sie sind daher meiner Ansicht nach als annähernde zeitliche Äquivalente zu betrachten.

Der mächtige Konglomeratzug, welcher bei Gamlitz, Ehrenhausen, St. Egydi etc. verbreitet ist, stellt demnach nur die küstennahe Strandfacies des Florianer Tegels (Grunder Schichten des Sausalgebiets) dar. In der Gegend von Gamlitz liegt die Region, in welcher die Verzahnung der beiden Faciesbezirke sich vollzieht und in welcher neben den grobklastischen Strandbildungen geringmächtige Lagen von fossilführenden „Grunder Sedimenten“ auftreten.

Im Liegenden der fossilführenden Lage ist, unmittelbar an letztere gebunden, die Kohle entwickelt. Gegenwärtig ruht der Abbau und sind die Stollen größtenteils verschüttet. Das Erscheinen des übrigens wenig ausgedehnten Kohlenflözchens, das auch Säugetierreste beherbergt, erscheint als autochthone Randbildung an dem südlichen Strand des mittelsteirischen Grunder Meeres vollkommen verständlich. Übrigens enthalten sowohl der Florianer Tegel, als auch die benachbarten Konglomerate zwischen Gamlitz und Leutschach häufig Kohlenschmitzen³⁾. Ich fasse daher das Kohlenflöz des Labitschberges als zu den Grunder Schichten gehörig auf.

Südwärts des Gamlitzer Tals erscheinen, wie Hilber angibt, die Konglomerate in größerer Mächtigkeit entwickelt⁴⁾. „Man näherte sich hier der einstigen Strandlinie, von welcher aus die Aufschüttung des Sedimentmaterials erfolgte.“

1) D. Stur, loc. cit. pag. 559—561. — V. Hilber, loc. cit. pag. 252—257. — R. Hoernes, Bau und Bild etc. pag. 952. — F. Blaschke, loc. cit. pag. 54—55.

2) Loc. cit. pag. 256 und loc. cit. pag. 55.

3) V. Hilber, Die Miocänablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Steiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 511. — F. Blaschke, loc. cit.

4) V. Hilber, Die Miocän-schichten etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877.

Ganz im Einklang mit der oben gegebenen Erklärung sehen wir hier die Grunder Schichten nur in grobklastischer, sandigkonglomeratischer Facies ausgebildet, deren Mächtigkeit naturgemäß gegenüber jener am Labitschberg zugenommen hat.

Die Gleichstellung der marinen Konglomerate mit dem Grunder Horizont verweist die die ersteren unterlagernden, mächtigen Foraminiferenmergelsedimente in ein tieferes Niveau.

Es liegen also auch in den Windisch-Büheln Gründe vor, welche dafür sprechen, daß der „Foraminiferenmergel“ die Grunder Schichten (resp. die als ihre Äquivalente betrachteten Konglomerate) unterlagere. Wenn man die mächtigen nach Nord absinkenden Schlierbildungen südlich von Ehrenhausen und Gamlitz betrachtet, so erscheint es klar, daß auch das Grunder Flöz des Labitschberges noch von einer sehr mächtigen Serie mariner Schlierbildungen unterteuft werden dürfte; sie sind bei diesen Ortschaften bereits unter das Talniveau hinabgesunken. Das Kohlenflöz des Labitschberges erscheint demnach als Einschaltung innerhalb einer mächtigen, marinen Schichtfolge.

Gegen die bisherige Annahme einer stratigraphischen Äquivalenz vom „Foraminiferenmergel“ und Grunder Schichten (Florianer Tegel) lassen sich noch andere Gründe ins Treffen führen. Es wäre sehr eigentümlich, daß die beiden abweichenden Faciesbezirke (im Sinne von Hilber und Stur), der sehr fossilreiche Florianer Tegel (Gamlitzer Tegel) und der fossilarme mittelsteirische Foraminiferenmergel räumlich fast unmittelbar aneinander grenzen. Die Grunder Schichten sind noch bei Gamlitz als sehr fossilreiche Ablagerung entwickelt. Hilber und Stur haben von hier allein 34 Spezies fossiler Mollusken beschrieben.

An Stelle dieser treten nun schon zirka 5 km südlich und südöstlich die ganz andersartig entwickelten von Rolle, Stur, Hilber, Blaschke, Dreger und dem Autor als sehr fossilarm erkannten Foraminiferenmergelsedimente in großen Aufschlüssen zutage. Während nun die mittelsteirischen Grunder Schichten mit großer Konstanz ihrer faunistisch-faciellen Entwicklung — die acephalenreiche Hangendschicht und die cerithienreiche Liegendschicht ist an vielen Punkten nachgewiesen — in der Umrandung des Sausalgebiets nordwärts bis zum Kainachfluß sich ausbreiten, erscheinen die „Foraminiferenmergel“ nicht nur im Gebiete der „Windischen Büheln“ bis Marburg verbreitet; denn sie finden sich in gleichartiger facieller Ausbildung auch in Untersteiermark vor.

Das unmittelbare und unvermittelte Herantreten dieser beiden Faciesbezirke (typische Grunder Schichten von Gamlitz, „sicherer“ Schlier [= Foraminiferenmergel] von Spielfeld) spricht „nicht“ zugunsten einer stratigraphischen Äquivalenz derselben.

Stur und Hilber¹⁾ haben es für möglich gehalten, daß der Florianer Tegel am Rande der Bucht im seichten Wasser, der Schlier hingegen im tieferen Wasser zum Absatz gelangte²⁾. Diese Annahme steht damit nicht in Einklang, daß die Foraminiferenmergel am Ost-

¹⁾ V. Hilber, Das Alter etc. Mitt. d. geol. Ges., 1908, pag. 74.

²⁾ V. Hilber, loc. cit. pag. 74. — D. Stur, Geol. d. St., pag. 515.

abfall des Posruks gerade als Strandbildungen hervortreten, indem sie diesen Gebirgszug umsäumen.

Es sprechen also sowohl die beobachteten Lagerungen, als auch die faciiellen Verhältnisse dafür, daß in Mittelsteiermark der Foraminiferenmergel die Grunder Schichten unterteufe, daß er also eine eigene, tiefere Abteilung des Miocäns bilde.

Analoge Verhältnisse wie am Labitschberg stellen sich weiter westlich im Bereiche der eigentlichen Florianer Bucht ein. Im südlichen Teil derselben in der Umgebung von Groß-Klein befindet man sich noch im Bereiche der mächtigen Konglomeratregion, die das Hügelland zwischen Saggau und Mur aufbaut. Es macht jedoch den Eindruck, als nehme die Größe der Geröllkomponente gegen Groß-Klein ab. Im Aufstieg zum „Burgstall“ (südlichsten Ausläufer des Sausalgebirges) sehen wir noch die typischen Konglomerate am rechten Ufer der Sulm auftreten. Unmittelbar gegenüber in gleicher orographischer Lage erscheint das Hügelland bereits aus fossilführenden vorzüglich sandigschottrigen Grunder Schichten aufgebaut.

Schotter und Konglomerate treten auch dort, und zwar sowohl im Hangenden und Liegenden der fossilreichen sandigtegeligen Lagen hervor.

Ich will jene Punkte anführen, an welchen ich dieselben antraf. Konglomerate mit über nußgroßen Geröllen konnten einerseits im Fantschholz (Gleinstätten Nord), anderseits in sehr großer Ausdehnung am Rettenberg, am Abhang beim Gehöft Klein-Reith (Mächtigkeit 30—40 m) mit Sanden wechselnd wahrgenommen werden. Diesen tieferen sandigkonglomeratischen Teilen der Schichtfolge in der Sausalbucht erscheint ein Wechsel von Sanden, Tegeln und Mergeln aufgelagert, welcher nach oben hin wieder eine Konglomerat- und Schotterdecke trägt. Sehr feste Konglomeratbänke, ähnlich denen im Saggaugebiet, bemerkte ich auf der Kuppe K. 390 bei Fantsch, wenige Meter über einer reichlich Grunder Fossilien führenden Schicht. Mächtige Schotterablagerungen in großen Gruben erschlossen lassen sich auf der Rückenhöhe östlich von St. Andrä wahrnehmen.

Auch die Fossilien in dieser „Florianer Facies“ erscheinen keineswegs nur in tegeligen Lagen, die hier nur sehr spärlich auftreten, sondern auch in sandigen Partien.

Diese angegebene Schichtfolge scheint Sturs unterem Sand, Florianer Tegel und oberem Sand zu entsprechen.

Ich glaube, daß diese Angaben genügen, um den Schluß ableiten zu können, daß im südlichen Verbreitungsgebiet des sogenannten Florianer Tegels in der Umgebung von Fantsch und St. Andrä überwiegend sandige Sedimente, im Hangenden und Liegenden von Konglomeraten und Schottern begleitet, entwickelt sind.

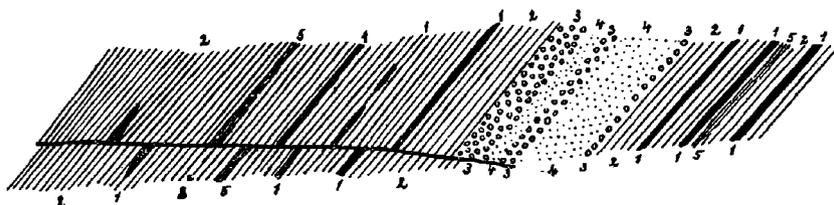
Wir sehen in diesem Gebiete die Übergangsregion von dem durch seine ungemein grobklastische, konglomeratische Beschaffenheit ausgezeichneten Grunder Ablagerungen zwischen Saggau und Sulm zu dem im Norden (Gegend von St. Florian) gelegenen Verbreitungsgebiet tegeliger Ablagerungen.

Der Zug der Grunder Konglomerate erstreckt sich, wie schon angegeben, südwärts und südwestwärts bis in die Region von Leutschach

und Arnfels. Die Straße, welche über den Karnerberg von Ehrenhausen nach Leutschach führt, entblößt an mehreren Stellen die sehr mächtige Folge von Konglomeraten und Schottern mit untergeordneten Sand- und Tegelleisten, Hie und da finden sich, wie schon Blaschke angab, Kohlschmitzen eingeschaltet, welche der Analogie mit dem Kohlenflöz des Labitschberges halber besondere Erwähnung finden mögen. Die Schichten zeigen sich meist von Verwürfen durchsetzt. Das Streichen ist vorherrschend gegen NO, das Fallen gegen NW gerichtet.

Ein sehr interessantes Profil, welches beim Hause nördlich „P“ von „Pettau“ der Spezialkarte sichtbar ist, ist in Fig. 2 dargestellt. Der Wechsel von Konglomeraten und Sanden mit Sandsteinbänken ist bei steiler Fallrichtung von einer beinahe horizontal verlaufenden Verschiebungsfäche durchsetzt. Ich denke mir diese eigentümliche Bildung in der Weise entstanden, daß das horizontal gelagerte Schicht-

Fig. 2.



Aufschluß an der Straße Leutschach—Karnerberg.

- 1 Feste Sandsteinbank. — 2 Sande und schiefrige Sande. — 3 Konglomerate.
4 Schotter. — 5 Schiefertön.

paket zunächst von einem Verwurfe durchsetzt wurde und erst nachträglich eine steile Aufrichtung der Sedimente stattfand. Durch letztere Bewegung wurde sodann die früher mehr oder minder vertikal verlaufende Ruptur in eine fast horizontale Lage gebracht.

Der Rücken, der von der Höhe des Karner Passes zum Wurzenberg (552 m) hinaufführt, gibt einen instruktiven Einblick in den Aufbau der Konglomeratserie. Auf der Kuppe östlich „B“ von „Karner Berg“ der Spezialkarte war in einer Grube eine Wechsellagerung von Sanden, Konglomeraten, welche großes Blockwerk führten, und schiefrigem Sediment sichtbar.

In letzterem fanden sich nebst zahlreichen Blattabdrücken „marine“ Conchylien. Durch diesen Fund, an welchen sich später noch mehrere andere anreihen, war auch für die Gegend von Leutschach der marine Charakter der blockführenden Konglomerate erwiesen.

Auf der Kuppe nördlich „t“ von „Finsterl“ der Spezialkarte fand sich eine Wechsellagerung von blaugrauem Sandstein mit Konglomeraten, Fließwülsten aufweisenden Sandsteinen und Schotterbänken.

Der Schotter enthielt unter anderem Grödner Sandsteine, Granatglimmerschiefer und Amphibolite.

Der Wurzenberg und die ihm südlich vorgelagerten Kuppen erscheinen ausschließlich aus der Konglomeratserie aufgebaut.

Im Abstieg gegen Südosten war beim Punkte „L“ von „Lubeberg“ der Spezialkarte ein interessanter Aufschluß sichtbar. Im Liegenden der in einer Mächtigkeit von mehreren Metern erschlossenen Konglomerate, Schotter und Sande ist eine ziemlich mächtige Folge von blaugrau verwitternden, sandigglimmerigen Mergeln sichtbar. Die von kleinen Sprüngen durchsetzte Schichtfolge zeigt ein mit 30° NW gerichtetes Fallen. (Siehe Textfigur 3, pag. 554.)

Die Schichten, welche das Aussehen eines etwas sandigeren Foraminiferenmergels aufwiesen, enthielten guterhaltene Blattabdrücke. Im Abstieg zum Gehöfte Striegel treten im Liegenden der Mergel nochmals Konglomerate hervor, abermals von zirka 15 m mächtigen Mergeln unterlagert. Unmittelbar unter letzteren sind wieder Konglomerate sichtbar, größere Blöcke enthaltend und von Sprüngen durchsetzt. Erst im Liegenden letzterer erscheint jene hier sehr mächtig entwickelte (mehrere 100 m) Folge von Mergeln und feinsandigen Mergeln, die vorzüglich als Äquivalent der „Foraminiferenmergelgruppe“ betrachtet werden muß (siehe pag. 529).

Es ergibt sich aus diesen Beobachtungen, daß die marine Foraminiferenmergelgruppe mit den hangenden Marinkonglomeraten mehrfach durch Wechsellagerung im Niveau der Überlagerung verknüpft ist. Dennoch zeigen die mehrere hundert Meter mächtige Entwicklung reiner Mergelbildungen im Liegenden und die ebensoviel zu beziffernde Mächtigkeit der Konglomeratbildungen im Hangenden an, daß beide Ablagerungen keineswegs derselben Bildungsepoche angehören. Es findet bloß eine Verzahnung der Sedimente an der Überlagerungsgrenze statt.

Bei weiterem Abstieg auf dem Rücken erreicht man beim Gehöft Rositsch (Kuppe mit Kote 467) die Verwerfung, welche bereits pag. 528 erwähnt wurde. Infolge der Senkung ist noch eine Konglomeratpartie an der Störungslinie erhalten. Daß es sich hier keineswegs um eine Einlagerung in der Foraminiferenmergelgruppe handelt, geht nicht nur aus der steilen und abweichenden Neigung der Konglomeratbänke (Fallen 40° SO), sondern auch aus dem unmittelbaren Abstoßen derselben an den mächtigen Mergeln und den morphologischen Verhältnissen hervor.

Zur genaueren Kenntnis des Konglomeratkomplexes wurde eine Untersuchung des Profils Leutschach—Groß-Klein durchgeführt, das fast ausschließlich im Bereiche der Konglomeratbildungen verbleibt.

Im Aufstieg von Leutschach gelangt man nach Durchquerung des „marine“ Fossilien enthaltenden Komplexes von grauen Sanden, welcher noch der Foraminiferenmergelgruppe zugerechnet wurde, bei der Kuppe nordwestlich „s“ von „Zellweis“ der Spezialkarte zu den ersten Konglomeratlagen. In grauen, tonigen Sanden, welche mit den Konglomeraten und Schottern wechsellagern, fanden sich Bruchstücke von Pecten.

Das Streichen der Ablagerung war NNO, das Fallen West gerichtet. Im Anstieg zu Kote 489 sind ausschließlich Konglomerate mit sandigen Zwischenlagen, letztere marine Bivalven führend, sichtbar.

In der kleinen Einsattlung zwischen Kote 489 und der nördlichen Kuppe ist eine Konglomeratbank bemerkbar, ganz erfüllt mit guterhaltenen Turritellengehäusen. Wie um alle Zweifel an der marinen Entstehung des Konglomerats selbst zu lösen, fanden sich in demselben diese marinen Schalthierreste lokal in großer Menge aufgehäuft vor.

Die Anhöhen, auf welchen die Gehöfte Mohri und Kreuzhammer (Kote 560) gelegen sind, sind aus mächtigen Konglomeratbänken aufgebaut. Der Abstieg von dort in den tief eingeschnittenen Gündorfgraben führt ausschließlich über Konglomerat. In dem westlichen Seitengraben fanden sich inmitten der bis über Kubikmeter große Blöcke führenden Schichten „Austernbänke“ eingelagert. Die Schichten zeigten ein flaches, gegen ONO gerichtetes Fallen und waren von Sprüngen durchsetzt.

Der Gündorfgraben läßt in seinem zirka 5 km langen Verlauf selbst an seiner Basis „nur“ die Konglomeratschichten hervortreten, deren Mächtigkeit wohl mindestens auf 3—400 m veranschlagt werden muß.

War das Streichen zwischen Leutschach und der Kuppe Kote 560 (bei Mohri) sehr konstant NS (Fallen West) gewesen, so zeigt es sich im Gündorfgraben von großer Veränderlichkeit. Vielleicht steht dies mit der Annäherung an das auftauchende Grundgebirge des Sausals im Zusammenhang. Verwerfungen von geringer Sprunghöhe sind zahlreich zu beobachten. Vor der ersten Mühle (talabwärts) maß ich Streichen NNO, Fallen 30° OSO. Weiterhin wurde Streichen NNW, Fallen WSW 20° gemessen. Bei der nördlichsten Mühle im Graben waren fast saiger stehende Bänke im Bachbett sichtbar.

Diese Angaben lassen erkennen, daß die Konglomerate in typischer Ausbildung und sehr bedeutender Mächtigkeit bis Groß-Klein, mehrfach durch Fossilien als marine Ablagerungen erwiesen, verfolgt werden können.

Sie setzen aber auch nordwestlich über das Saggautal hinüber, wo sie in der Umrandung des (paläozoischen) Burgstalls und am Birkkogel bei Radiga sichtbar sind. Sie führen hier in das Verbreitungsgebiet der fossilreichen Grunder Schichten von St. Andrä.

Das ganze Ostgehänge des Saggautals zwischen Groß-Klein und Arnfels wird von der „Konglomeratserie“ aufgebaut.

Zwischen Arnfels und Leutschach tritt sie südwärts auf das Gehänge des Possruk und Remschniggzuges über. SW von Leutschach wird die Kuppe Hoheneck (K. 537) von der „Konglomeratserie“ aufgebaut, die hier unmittelbar über das jungpaläozoische Grundgebirge transgrediert.

Im Liegenden sind gelbbraune Sande und feste Sandsteinbänke sichtbar, über welchen mächtige Konglomerate mit mesozoisch-paläozoischen Kalkgeröllen, viel Quarzporphyrgeröllen und anderen Einschlüssen gelagert sind.

Ein solcher Wechsel plattiger, fester Sandsteinbänke mit mächtigen Konglomeratlagen, ONO fallend, baut auch die westlich folgende Kuppe des Montehügels (K. 625) auf.

Paläozoisches Grundgebirge taucht westwärts darunter hervor. Jedoch erscheint es höher oben nach dem Gehöfte Leber bei K. 684 abermals von Konglomeratbänken überdeckt, die hier Streichen WNW, Fallen SSW 20° zeigten. Als Lesestücke lassen sich die Konglomerate auf dem Remschniggkamm weiter verfolgen. Indessen wird dieser nunmehr von paläozoischen (Verrucano etc.) Sedimenten aufgebaut, deren arkosenführende Lagen älteren Forschern Schwierigkeiten in der Abtrennung vom Miocän bereiteten.

Fig. 3.



Marine Konglomerate, unterlagert von Mergeln am Südhang des Lubeberges, (Leutschach NO) mit Verwerfung.

Nach einer Photographie von Herrn cand. geol. R. Jäger.

Wir sehen somit, daß die zweifelsohne marinen Konglomerate als Sedimentdecke am Remschniggkamm fast 700 m Seehöhe erreichen. Ich glaube, daß derselben „Grunder Folge“ wenigstens zum Teil auch noch jene Konglomerate zuzuzählen sind, die, wie schon die eben beschriebenen, als Radlkonglomerate bezeichnet werden und noch 100—200 m (und etwas darüber) über jene am Remschnigggrücken emporreichen. Solch hochgelegene Konglomerate, mit dem gleichartigen Blockschutt wie überall versehen, konnte Dreger¹⁾ bei Ober-Kappel und St. Pankratius in sehr bedeutenden Seehöhen

¹⁾ J. Dreger, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1903. Fragliche Gletscherspuren.

(um 900 m) beobachten. Eben solche sind im westlich anschließenden Radelzuge schon von Rolle eingehend beschrieben worden.

Betrachten wir die Verbreitung des Konglomeratzuges, so erkennen wir, daß er in ununterbrochenem Verlauf von der Mur bei Ehrenhausen und St. Egydi über Gamlitz, Leutschach und Arnfels auf dem Remschniggzuge und von hier über Ober-Kappel und St. Pantkratzen bis in das Radlgebirge? verfolgt werden kann. Man ist dort schon der kärntnerischen Grenze nahegekommen; jenseits der vom Draudurchbruch durchsägten Schwelle zwischen Bacher und Posruck lagern bereits die „marinen“ Grunder Schichten des zentral-kärntnerischen Lavantals. Da letztere sowohl stratigraphisch als faunistisch sich eng an die mittelsteirische Grunder Facies (Florianer Tegel, Pölser Mergel) anschließen und da auch eine Kommunikation mit dem untersteirischen Miocänmeer (etwa über die Windischgrazer Senke) ausgeschlossen ist¹⁾, muß die Verbindung dieses Meeresbeckens über die Depression zwischen südlicher Koralpe und Bacher Gebirge mit dem mittelsteirischen Miocängebiet stattgefunden haben.

Wir werden so dazu geführt, in den hochgelegenen Grunder Konglomeraten am Remschnigg (und den noch höher gelegenen am Radl?) die durch die Erosion stark zerstückelte und hochgehobene Verbindungsstrecke zwischen dem mittelsteirischen und zentralkärntnerischen Grunder Becken zu sehen.

Auf die Bedeutung der tektonischen Bewegungen, welche diese verbindende Brücke zerstört haben, werde ich im nächsten Kapitel zurückkommen.

Die Grunder Konglomerate lagern bei Arnfels den unter ihnen emportauchenden Süßwasserschichten bei Hardegg auf. Die Westgrenze des Konglomeratgebiets zwischen Arnfels, St. Johann und Radiga im Saggautal entspricht jedenfalls nicht der Grenze ihrer einstigen Verbreitung. Sie erscheint wohl durch eine tektonische Erscheinung (Senkung) bedingt.

An der Westseite des Sausalgebirgrückens erreichen die Grunder Schichten oberflächlich (bei St. Andrä und St. Florian) weite Verbreitung, indem sie einen mehrere Kilometer breiten Streifen entlang desselben einnehmen (siehe vorher). Es mag genügen, auf die von Hilber, Stur und Rolle ausgebeuteten, reichen Fossilfundpunkte von Fantsch, St. Andrä, Michelgleinz, Weniggles, Neudorf, Waldschach, Zehndorf, Lassenberg, Guglitz, Nassau und St. Florian hinzuweisen²⁾. Westlich dieser Zone von Florianer Tegel taucht darunter der Sand von „Hasreit“ hervor, der nach Sturs Angabe bis an den Alpenrand bei Landsberg und Schwanberg heranreicht³⁾. Es muß noch betont werden, daß gegenüber Sturs Darstellung in der Geologie der Steiermark (Karte!) die marinen Sedimente im südwestlichen Teil der

¹⁾ Es fehlen in der angrenzenden Untersteiermark jenseits der Windischgrazer Senke Sedimente, welche den Grunder Schichten gleichzustellen wären. Außerdem reicht auch hier ein trennender Gebirgswall bis über 900 m Seehöhe auf.

²⁾ V. Hilber, Die Miocänschichten etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878.

³⁾ D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 553—559.

Sausalbuch eine geringere Verbreitung besitzen, als dieser Forscher angenommen und auf seiner Karte zum Ausdruck gebracht hatte. Radimskys¹⁾ Aufnahmen im Wieser Revier haben ergeben, daß östlich von Wies, Schwanberg und Eibiswald lacustre Sedimente an Stelle der von Stur eingezeichneten marinen Bildungen sich ausbreiten, welche erstere fossilführend (Pflanzenreste!) besonders bei Pitschgau, Brunn und Pöfing verbreitet sind.

Das Verbreitungsgebiet des Florianer Tegels findet nördlich des Sausals seine Fortsetzung in der Gegend von Wildon an der Mur, bei Weitendorf und Pöls. An ersterem Punkt konnten Hilber²⁾ und Dreger am Kontakt mit dem dort auftretenden Basalt fossilführende Marinschichten nachweisen, während an letzterem der sehr petrefaktenreiche „Pölsmer Mergel“³⁾ (nach Hilber ein Hangendniveau der Grunder Schichten) zutage tritt.

NW des Sausalgebietes breiten sich, anschließend an die erwähnten Vorkommen, die Grunder Schichten bei Oisnitz aus, die nach Hollers⁴⁾ Studien zahlreiche Fossilfundpunkte aufweisen (Wetzelsdorf, St. Joseph etc., darunter Rostellarientegel). Vielleicht wird es sich auch ergeben, daß die versteinungsarmen, sandigen Schichten, die bei Stainz bis an den Alpenrand herantreten, der Grunder Stufe zuzuzählen sind⁵⁾.

Ich wende mich der nördlichen Verbreitungsgrenze der Grunder Schichten zu. Aus der Gegend von Oisnitz (Stainz NW) breiten sich die Grunder Schichten ostwärts bis in die Gegend von Wildon aus (Pöls, Weitendorf). Östlich der Mur treten die Grunder Schichten infolge jüngerer Überdeckung nicht mehr zutage. Erst in dem Eruptivgebiete von Gleichenberg (Oststeiermark) konnte Dr. v. Fleischhacker⁶⁾ in den Höhenzügen südlich des Kurortes (Wirberge?) „Grunder“ Fossilien auffinden, die zweifelsohne einer in den Tuff dieses Berges eingeschlossenen, aus der Tiefe mitgerissenen Scholle entstammten. Dieses Vorkommen läßt vermuten, daß ein ausgedehnter Raum Oststeiermarks an der Basis Grunder Sedimente tragen dürfte.

Es wäre zu erwarten, daß die Grunder Schichten, die bei Wildon unter Leithakalken und sarmatischen Schichten nord- und ostwärts hinabtauchen, am Nordrand der Grazer Bucht (Alpenrand) wieder zutage treten. Indessen sind in der weiten Strecke zwischen Graz—Weiz—Hartberg und Friedberg nirgends marine Schichten bekannt-

¹⁾ V. Radimsky, Das Wieser Bergrevier. Klagenfurt 1875.

²⁾ V. Hilber, Basaltlakkolith von Weitendorf. Zentralblatt f. Min., Geol. u. Pal. 1905, pag. 535. — J. Dreger, Alter d. Weitendorfer Basalts. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 218.

³⁾ V. Hilber, loc. cit., pag. 533 ff. — R. Hörnos, Bau u. Bild d. Ebenen.

⁴⁾ A. Holler, Über die Fauna der Meeresbildungen von Wetzelsdorf bei Preding in Steierm. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm., Jahrg. 1899.

⁵⁾ Stur und Hilber rechneten sie dem „oberen Sand“ zu, welcher Horizont von Stur mit dem Florianer Tegel enger vereinigt wurde, während Hilber mehr der Ansicht zuneigt, daß er als Basalbildung der zweiten Mediterranstufe zu betrachten sei.

⁶⁾ Dr. R. v. Fleischhacker, Das Vorkommen mariner Fossilien bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 53.

geworden¹⁾. Diese Erscheinung läßt nur die Deutung zu, daß die Grunder Schichten und die zweite Mediterranstufe nicht bis an den Nordrand der Grazer Bucht herangereicht haben. Denn unter der schützenden Decke jüngerer Sedimente (sarmatischer und pontischer), die hier dem Grundgebirge sich anlagern, hätten unbedingt wenigstens Spuren der „mediterranen“ Meeresbedeckung erhalten bleiben müssen.

Es transgredieren die sarmatischen Sedimente sowohl in der Gegend von Graz (Waldhof) und Weiz, wo bei zahlreichen Bohrungen unter dem Sarmatikum nur kristallines Grundgebirge angetroffen wurde²⁾, als auch bei Hartberg unmittelbar über dem alten Untergrund. Diese Tatsache erscheint um so bedeutsamer, als nach allgemeiner Annahme das sarmatische Meer durch einen besonders niederen Wasserstand³⁾ ausgezeichnet war.

Hörnes hat hervorgehoben, daß die Nordgrenze des Grunder und Mediterranmeeres in Mittelsteiermark durch keinerlei Grundgebirgsrücken, als Strandlinie des alten Meeres, gekennzeichnet sei. Daß dieser aber dennoch ehemals vorhanden gewesen sein muß, und daß jüngere vorsarmatische⁴⁾, sarmatische und pontische Senkungen diese nördliche Strandzone des Grunder und Mediterranmeeres zur Tiefe brachten, wird noch in späteren Kapiteln genauer dargelegt werden.

Im östlichen Teil des Gleichenberger Eruptivgebiets besaß das Grunder Meer wohl einen teilweisen Abschluß gegen Osten durch die damals bedeutend aufragende Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen. Da die durch Tuffeinschlüsse erwiesenen Grunder Schichten am Rande der Schieferinsel selbst in den tiefsten Erosionseinschnitten nicht hervortreten, sondern erst die hangendsten Partien des „mediterranen“ Leithakalkes sichtbar werden, so muß die Brandungszone mindestens 250—300 m⁵⁾ unter der heutigen Plateauhöhe der Schieferinsel gelegen gewesen sein.

Diese Tiefenlage der Grunder Schichten im Gleichenberger Eruptivgebiet gegenüber ihrem bedeutenden Ansteigen im Sausalgebirge beruht auf einer Senkung, welche in ersterem Gebiet in mediterraner, sarmatischer (und jüngerer) Zeit stattgefunden hat.

Über die Beschaffenheit des nordöstlichen Teiles der Grazer Bucht zur „Grunder“ Zeit läßt sich Folgendes sagen:

Der paläozoische Rücken von „Neuhaus-St. Georgen“ fand in NNO-Richtung wahrscheinlich seine Fortsetzung in einem viel ausgedehnteren Festlandsblock. Die schon mehrfach erwähnte Reihe paläozoischer Inselberge, die vom Günser Horst über Hannersdorf, Eisenberg, Hohensteinmaisberg nach Sulz führt, zeigt bemerkenswerter-

¹⁾ R. Hörnes, Bau und Bild, pag. 1095. — V. Hilber, Das Tertiärgebiet etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 281.

²⁾ B. Granigg, Mitteil. über die steiermärkischen Kohlenvorkommen etc. Österr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1910, pag. 680.

³⁾ E. Suess, Das Antlitz d. Erde, I., pag. 418.

⁴⁾ Hörnes hatte schon in „Bau und Bild“ im allgemeinen dem Gedanken Ausdruck gegeben, daß Nachsenkungen in der Grazer Bucht zur Erklärung dieser Erscheinungen herangezogen werden könnten. „Bau und Bild“, pag. 1095.

⁵⁾ Nicht in Rechnung gezogen ist die Denudation, welche die Schieferinsel seither erfuhr.

weise in ihrer Umrandung keine älteren als pontische Sedimente. Wie ich noch später zeigen werde, handelt es sich hier um die Zinnen eines versunkenen Gebirges, das erst in nachsarmatischer Zeit ganz niedergebrochen ist. Die seichte Decke pontischer Bildungen, welche die meisten dieser Inselberge trennt, läßt auch am Kartenbild den Zusammenhang hervortreten.

Das Fehlen mariner Bildungen in der Umrandung dieser Horste (auch der ausgedehnten Günser Insel¹⁾ und das alleinige Vorhandensein pontischer Einschlüsse in den Basalttuffen von Tobaj und Güßing, die in dieser Zone liegen, zeigt an, daß die miocänen Transgressionen diesen ausgedehnten Gebirgsrücken nicht überwältigten.

Diese paläozoischen, nur durch eine pontische Hülle verdeckten Berge begrenzen einen einheitlichen Gebirgszug, der mit der ihm vorgelagerten Insel von „Neuhaus-St. Georgen“ im Miocän die Grazer Bucht vom östlichen, ungarischen Becken abschied. Erst altpontische Bewegungen haben diese trennende Barre überwältigt²⁾.

Gegen Westen dürfte sich dieser Horst in der Grunder Mediterranzeit bis westlich der Stadt Fürstenfeld erstreckt haben. Denn in den Tuffen der Stadt und Langberge (Fürstenfeld), die ich sehr genau untersuchte, konnte ich nebst zahlreichen Grundgebirgseinschlüssen nur sarmatisch-pontische Reste erkennen. Es scheinen hier die Mediterranbildungen (Grunder Schichten) nicht mehr im Untergrunde verbreitet zu sein. In der zwischen diesem angenommenen Grundgebirgsrücken und dem Beckenrand bei Hartberg gelegenen Pinkafelder Bucht sind Grunder Schichten nicht erwiesen.

10. Kapitel.

Störungsphase nach Ablagerung der Grunder Schichten.

Die den Grunder Schichten zugezählten Konglomeratbildungen in der südwestlichen Mittelsteiermark reichen dort zu sehr bedeutenden Seehöhen hinan. In dem marine Fossilien aufweisenden Konglomeratgebiet liegen sie heute noch bis 633 m (Kreuzberg) hoch, wobei sicherlich die Denudation in diesem isolierten Höhenrücken bereits tätig war.

Am Remschnigg sah ich dieselben bis nahe an 700 m hinaufreichend; weiter westlich (Ober-Kappel, Radl etc.) liegen vielleicht hieher gehörige Konglomerate bis in 900 m Seehöhe und darüber.

Es haben noch sehr gewaltige tektonische Bewegungen nach Ablagerung dieses Miocänhorizonts stattgefunden.

Das Höheransteigen der Absätze mit Annäherung an die südliche Koralpe (im Westen) läßt auch hier wieder mutmaßen, daß die Hebung von derselben ausgegangen und an dieser ihr größtes Ausmaß erreicht hat.

Die Blockschuttablagerungen, welche durch die beginnende Hebung des Koralpenrückens (vor und während der Bildung der Grunder

¹⁾ Siehe hierzu: Geologische Karte der ung. geol. Landesanstalt: 1:144.000. Blatt Steinamanger. K. Hoffmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877.

²⁾ Auf diese Erscheinung wird noch im Schlußkapitel hingewiesen werden.

Schichten) entstanden sind, werden durch das Fortschreiten dieser tektonischen Bewegung selbst mitergriffen und zu bedeutenden Seehöhen emporgehoben.

Das Alter dieser Bewegungsphase scheint sich vormediterran (zweite Mediterranstufe) oder höchstens tiefmediterran zu ergeben.

Denn wir sehen in dem angrenzenden Gebiet die Leithakalkbildungen nirgends mehr von der Hebung mitergriffen werden¹⁾; dagegen erscheint die Depression des Mediterranmeeres gegenüber der Grunder Stufe sowohl aus der Florianer Bucht (und angrenzenden Regionen bei Stainz) als auch aus dem Gebiet zwischen Saggau und Sulm, und aus dem Remschnigg- und Radelgebirge verdrängt.

Es ist dies eine deutliche Regression des zweiten Mediterranmeeres (Leithakalkbildungen), die in den erstgenannten Gebieten bereits Stur bekannt war und von diesem Forscher gleichfalls durch eine Hebung in den Zentralalpen erklärt wurde.

Die Sedimente der „Leithakalkstufe“ gelangen erst nordöstlich, respektive östlich davon am Sausal und in der Wildoner Gegend mächtig zum Absatz.

Diese vor- oder tiefmediterrane Hebung im Remschnigg, Radl und Koralpe erklärt ganz naturgemäß die Unterbindung der Meeresverbindung zwischen Mittelsteier und dem zentralkärntnerischen Lavanttal²⁾. In der durch den Wall der sich hebenden südlichen Koralpe aufgestauten Lavanttaler Bucht gelangen nunmehr sehr mächtige, nach Höfer 800 m mächtige, „Süßwassersedimente“ von mediterranem, (nach Dreger sarmatischem) Alter zum Absatz.

In der Isoliertheit, welche heute das marine Grunder Becken im Lavanttal einnimmt, — indem es von der nächstgelegenen Miocänbucht durch einen durchschnittlich 900 m hohen Grundgebirgswall getrennt ist, — ist ein unumstößlicher Beweis für das tatsächliche Vorhandensein ausgedehnter und jugendlicher Hebungen gegeben. Diese haben die verbindenden konglomeratischen Marinablagerungen zum Teil in Regionen gehoben, wo sie völlig der Denudation zum Opfer fielen oder aber nur in isolierten Schollen (Radl? Remschnigg) erhalten blieben.

Die „konglomeratischen“ Grunder Schichten zeigen, wie schon mehrfach hervorgehoben wurde, stärkere Störungen, als sie den benachbarten Mediterranbildungen zukommen. Da diese Erscheinungen bereits bei Besprechung dieser Sedimente Erwähnung fanden, kann ich mich kurz fassen. Ihre starke Neigung am Gehänge des Remschniggzuges, ihre oft bedeutenden, durchschnittlich aber 20° betragenden Neigungen zwischen Arnfels, Leutschach und Groß-Klein und das Auftreten zahlloser kleinerer Sprünge in den Schichten wurde bereits hervorgehoben. Desgleichen wurde angedeutet, daß östlich von Leutschach ein konstantes NW-Fallen, westlich dieses Ortes hingegen

¹⁾ Sie reichen nirgends über 555 m Seehöhe hinauf.

²⁾ Dreger möchte auch noch eine Vertretung der zweiten Mediterranstufe in mariner Fazies im Gegensatz zu Höfer annehmen. Es wäre aber sehr merkwürdig, daß die für letztere überall bezeichnenden Leithakalke ganz fehlen sollten, zumal sie in Untersteiermark in allen tiefeindringenden Buchten entwickelt sind. Auch Teller rechnet die analogen höheren Schichten im angrenzenden Windisch-Grazer Becken noch der Grunder Stufe zu.

ein konstantes W-Fallen sichtbar ist. Infolge dieser Neigungen tauchen die Konglomerate nach Nordwesten und Westen hinab, um auf der Strecke Groß-Klein, Arnfels, Maltshach (bei Leutschach) die Talsohle zu unterteufen. Vielleicht ist diese „Niederbeugung“ der Schichten zwischen Groß-Klein und Arnfels-Leutschach darauf zurückzuführen, daß die zwischen dem nach N vorspringenden Rand des Posstruks (bei Leutschach-Arnfels) und dem Südabfall des Sausalgebirges sich einschaltende Region stärkeren tektonischen Bewegungen (Senkungen) ausgesetzt war.

Gleichsam als Gegenflügel der versenkten Mulde tauchen bei Hardegg (Arnfels W) unter den nunmehr NO fallenden Konglomeratbänken die Süßwasserschichten hervor.

Der Bruchlinie, welche bei Glanz (Kuppe mit K. 467) durchzieht, wurde ebenfalls bereits Erwähnung getan und hervorgehoben, daß an derselben eine Partie von Konglomeraten in den Bereich der „Foraminiferenmergelgruppe“ versenkt wurde.

Die kohleführenden Grunder Schichten am Labitschberg bei Gamlitz zeigen sich von Verwürfen durchzogen, wie einerseits das mit prächtigem Harnisch überzogene Aushubmaterial aus einer Versuchsbohrung andeutete, andererseits in dem halb verschütteten Stollen am linken Bachufer zu erkennen ist. Daß die Fortsetzung dieses Konglomeratzuges nach Leutschach steile Aufrichtungen erfahren hat, wurde bereits angeführt. Schließlich sei angegeben, daß nach Hilbers Mitteilung die fossilführende Grunder Schicht (Cerithien-schicht) westlich vom Labitschberg bei Krannach ein 25°-Fallen aufweist, das gegen O gerichtet sei¹⁾. Infolgedessen treten die Fossilagen dortselbst in einem 100 m höheren Niveau als bei der Kohlengrube hervor.

In der Umgebung von Spielfeld, St. Egydi und Ehrenhausen ist ein gegen Nord gerichtetes tektonisches Hinabtauchen der „Konglomeratbildungen“ samt der unterlagernden Foraminiferenmergelgruppe und den hangenden Leithakalkpartien erkennbar. Dieser Nord geneigte Schichtkomplex erscheint von einer NNW streichenden Ruptur, dem St. Egydier Bruch, durchsetzt, an welchem ostwärts sowohl die Konglomeratlagen als auch die hangenden Leithakalke abschneiden. Am Bruchrande sind die Konglomerate mit 25° Neigung hinabgebogen. Das Alter des Egydier Bruchs und der Nordabsenkung muß, nachdem die Leithakalke von St. Egydi an denselben noch Anteil nehmen, jünger als letztere sein.

Ich möchte der Ansicht zuneigen, daß sie noch innerhalb der zweiten Mediterranstufe eingetreten sind. Denn in dem nördlich vorgelagerten Sausalgebirge läßt die zweite Mediterranstufe eine große Mächtigkeit von Seichtwasserablagerungen (Riffbauten!) erkennen. Am Buchkogel bei Wildon wurde ein wohl fast 300 m mächtiger Riffbau aufgeführt. Diese Erscheinungen nötigen, wenn man nicht besonders bedeutende Schwankungen im Wasserspiegel heranziehen will²⁾, zur Annahme starker Senkungen während der zweiten Mediterran-

¹⁾ V. Hilber, Die Miocänschichten etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 257.

²⁾ Gegen die Annahme einer Transgression spricht die Regression der zweiten Mediterranstufe in dem südwestlichen Teil der mittelsteirischen Bucht.

stufe. Ich fasse daher die Flexur von Spielfeld—Gamlitz, an welcher noch die basalen Leithakalke nordwärts hinabtauchen, als Anzeichen jener Beckenvertiefung auf, die im Sausalgebiete die Entstehung so mächtiger Seichtwasserablagerungen vom Alter der zweiten Mediterranstufe ermöglichte.

Ob die Leithakalkdecken zwischen St. Egydi und dem Steinberg zur Gänze diesem basalen und gestörten Leithakalkniveau angehören oder ob auch noch Reste jüngerer, transgredierender Lappen darin vertreten sind, vermag ich nicht anzugeben.

Die Tektonik der Grunder Ablagerungen läßt somit erkennen, daß eine hebende Bewegung nach Ablagerung dieser Sedimente im Radl-Remsniggzuge, in der Region zwischen Saggau und Sulm, in der Florianer Bucht und wahrscheinlich auch in der Region zwischen Preding und Stainz sich geltend machte, die mit einer oft bedeutenden Störung dieser Sedimente verbunden war. Ihr folgen jene senkenden Bewegungen nach, die noch während der zweiten Mediterranstufe (wohl zu Beginn derselben) an der Flexur Spielfeld—Gamlitz ein nordgerichtetes Untersinken der Schichten herbeiführten und somit eine Vertiefung des Ablagerungsbeckens der zweiten Mediterranstufe bewirkten.

Daß vielleicht ein beträchtlicher Teil der Störungen, welche die Süßwasserabsätze an der Ost- und Nordostabdachung der Zentralalpen erfahren haben und die in Kapitel 8 beschrieben wurden, erst in die Zeit der Grunder Stufe und in jene nach Ablagerung derselben zu versetzen sind, habe ich bereits dort hervorgehoben.

11. Kapitel.

Die zweite Mediterranstufe.

Die Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe zeigen eine Verschiebung der Tiefendepression gegenüber jener des Grunder Meeres in die östlichen Teile des Sausalgebirges, in die diesem nördlich vorgelagerte Zone von Dexenberg—Wildon und die südlich vorgelagerte Region von Aflenz—Ehrenhausen, Spielfeld—St. Egydi an.

In der Gegend westlich von Wildon sind die Leithakalkbildungen Hilbers Untersuchungen zufolge eng mit sandigen Sedimenten verknüpft, welche westlich davon bei Pöls den „Pölsler Mergel“ (= Hangendniveau der Grundner Schichten) überlagern.

Inwieweit die von Stur und Hilber dem „oberen Sand“ zugerechneten Ablagerungen der Grunder oder Mediterranstufe angehören, ist wohl noch nicht überall festgestellt. In der Gegend von St. Andrä und Fantsch möchte ich nach meinen Begehungen die Konglomerate und Schotter, die Stur's oberem Sand entsprechen, noch der Grunder Stufe zurechnen, da sie räumlich und stratigraphisch eng mit reichlich fossilführenden Sedimenten dieser Schichtgruppe zusammenhängen. Für einen Teil der von Hilber noch als basalmediterranean gedeuteten „oberen Sande“ ist in der Gegend nordwestlich von Preding durch Auffindung zahlreicher Fossilfundpunkte bei Wetzelsdorf,

St. Josef und Oisnitz die Zugehörigkeit zur Grunder Stufe erwiesen worden. Immerhin scheinen, wie Hilbers genaue Aufnahmen erkennen lassen, auch Sandablagerungen entwickelt zu sein, welche, wie der Cinamonum-Sandstein bei Wildon und die Sande und Schotter im Hangenden des Pölser Mergels bereits der zweiten Mediterranstufe zuzurechnen sind.

Wenn wir weiters bedenken, daß die tektonischen Bewegungen ein Vorschieben der marinen Depression gegen NO vom Beginn der Grunder Stufe bis zur zweiten Mediterranstufe bewirkt haben, so erscheint es ganz plausibel, daß hiermit auch ein Vorschieben der Zone grobklastischer Sedimentation gegen NNO Hand in Hand ging. Es ist demnach wahrscheinlich, daß den Konglomeraten und Sanden im Norden des Sausalgebirges zwischen Wildon, Preding und Pöls ein mediterranes Alter (im Sinne Hilbers) zuzuschreiben sein wird, während die Konglomerate von St. Andrä und Fantsch sowie jene von Leutschach, Arnfels mit der Grunder Stufe eng verknüpft erscheinen.

Ich glaube daher, daß sich der obere Sand Sturs und Hilbers als eine zeitlich nicht ganz einheitliche Bildung erweisen wird.

Jedenfalls gelangen die Leithakalkbildungen in einem beschränkteren Becken im östlichen Sausal und den angrenzenden Regionen zum Absatz und fehlen im größten Teile der noch vielfach vom Meer der Grunder Stufe bedeckten Sausalbucht.

Wir sehen im Norden, wie Hoernes¹⁾ angegeben und Fabian²⁾ genauer dargestellt hat, die Leithakalkbildungen nördlich von Schloß Weissenegg unter auflagerndem sarmatischen Sediment hervortauchen und den sogenannten Aframerzug am linken Murufer (gegenüber Wildon) bilden. Am Buchkogel, der ausschließlich aus Leithakalk aufgebaut erscheint, erheben sie sich bis 551 m Seehöhe. Südwärts schließen sich die Vorkommen von Dexenberg und jene dem Sausalschiefergebirge angelagerten an, deren Ausbreitung durch Hilbers Studien³⁾, neuerdings auch durch Terzaghis⁴⁾ und Leitmaiers⁵⁾ Arbeiten genauer bekannt geworden ist.

Südllich folgen die Leithakalkvorkommen von Leibnitz, Afenz und Gamlitz, die Rolle, Hilber und Stur geschildert haben.

Bei Retznei (Ehrenhausen NW) sind diese Leithakalkmassen südwärts an einem Verwurf gegen eine auftauchende Foraminiferenmergelgruppe begrenzt, wobei sie eine Neigung von 20° nahe der Störung erkennen lassen. Es sind geschichtete oder grobgebankte, stellenweise sandige, blaugraue Nulliporenkalke, die im Liegenden eine Lage von pflanzenführendem Schieferthon enthalten.

¹⁾ R. Hoernes, Bau und Bild pag. 1094.

²⁾ K. Fabian, Das Miocänland zwischen der Mur und der Stiefing bei Graz. Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. 1905, pag. 1—21.

³⁾ V. Hilber, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878.

⁴⁾ K. v. Terzaghi, Geologie von Flammer im Sausal. Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. 1907.

⁵⁾ H. Leitmaier, Geologie der Umgebung von Kainberg im Sausal. Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. 1907. Graz 1908. — Ders., Zur Geologie des Sausalgebirges in Steiermark. Mitt. des naturw. Vereins für Steierm. 1908. Graz 1909.

Südlich davon erscheinen die Leithakalke abermals bei Gamlitz und Ehrenhausen, bei welch' letzterem Ort sie den Schloßberg aufbauen. Zwischen beiden Orten ist ihre Auflagerung auf die Grunder Konglomerate (Kochmühle) sichtbar. Diese Leithakalke von Gamlitz—Ehrenhausen, welche erstere von Hilber eine genaue Darstellung erfahren haben, bilden die an der Flexur Gamlitz—Spielfeld abgesenkte Fortsetzung jener Leithakalkpartien, die am Steinberg, (517 m), Platsch (504 m) und bei St. Egydi um 200—300 m höher ausstreichen. Am Rücken, der vom Platsch über Graßnitzberg nach Ehrenhausen führt, bilden sie eine zusammenhängende, Nord abfallende Platte¹⁾.

Die Nulliporenkalke am Steinberg und Platsch sind wenig gebankte Riffkalke, besonders an der Basis wie es scheint, reich an korallenführenden Lagen. Ostwärts erscheinen die Leithakalke, wie schon mehrfach erwähnt, am Egydierbruch begrenzt.

Südwärts lagern sie teils mit zwischenlagerndem Grunder Konglomerat, teils ohne demselben der „Foraminiferenmergelgruppe“ auf. Letztere Erscheinung hat wohl in einem geringen Übergreifen der Mediterranbildungen über die Strandlinie der Grunder Stufe ihre Begründung, welcher Vorgang durch lokale tektonische Bewegungen oder auch durch ein geringes Ansteigen des Wasserspiegels hervorgerufen sein mag.

Analoge Bildungen (Nulliporenkalke) treten schließlich bei Mureck und südlich davon in einem langen Zuge bei St. Leonhard in den Windischen Büheln zutage, hart an der Grenze von Foraminiferenmergelgruppe und auflagernden sarmatischen Schichten gelegen.

Die Bildungen der zweiten Mediterranstufe sind durch besonders große Mächtigkeit ausgezeichnet. Die Anhäufung von Sedimentmaterial hat an gewissen Punkten, wie am Buchkogel bei Wildon mindestens 250 m betragen (Riffbau). Die Ablagerungen werden von sehr verbreiteten Leithakalken, sandigen Kalken („Aflouzer Stein“), von Amphisteginenmergeln, Tegeln, Lehmen, Sanden und Schottern gebildet.

Hilber¹⁾ hat gelegentlich seiner Studien in der Gamlitzer Gegend nachweisen können, daß die Leithakalkmassen vielfach nur als Schollen im Tegel auftreten, letzterer daher häufig nur als facielle Vertretung des ersteren kennbar ist. Zu ähnlichen Resultaten ist auch K. v. Terzaghi gelangt, der eine Studie über die Gegend von Flamberg in Sausal veröffentlichte²⁾.

Er konnte nachweisen, daß die Leithakalke teils als Saumriffe, vorwiegend koralligener Natur, unmittelbar dem paläozoischen Grundgebirge aufgelagert sind, teils als submarine Wiesen auf den marinen Sedimenten aufruben und dann stets in Tegeln eine äquivalente Facies besitzen. Ersterer Typus erwies sich auf Schieferterrassen, die in einer Seehöhe von 330 und 460 m gelegen sind, aufgelagert.

Terzaghi führt, wie mir scheint, vollkommen mit Recht die große Mächtigkeit der Leithakalkmassen auf tektonische Bodenbe-

¹⁾ Hilber hat südlich von Gamlitz mehrere isolierte, am Konglomerat aufsitze Leithakalkpartien nachgewiesen. Loc. cit.

²⁾ K. v. Terzaghi, Geologie von Flamberg im Sausal. Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. 1907.

wegungen zurück. In analoger Weise denkt er sich den Wechsel der Tone, Sande und Schotter, die nach seinen Aufnahmen im Sausal sich durch große Konstanz in ihrer Verbreitung auszeichnen, entstanden.

In der Tat zeigt die große Mächtigkeit, die viele Leithakalkmassen aufweisen und die Dicke der stets als Seichtwasserbildungen entwickelten mediterranen Sedimente (sie dürfte stellenweise auf 300 m zu veranschlagen sein) an, daß nur tektonische Bewegungen im Untergrunde eine so mächtige Überlagerung von Strandsedimenten ermöglicht haben können.

Die Annahme einer allgemeinen Transgression des Wasserspiegels ist hingegen zur Erklärung dieser Erscheinung nicht anwendbar, da das Mediterran keineswegs eine die Grunder Schichten weit übersteigende Ausdehnung besitzt, sondern im Gegenteil, wie Stur¹⁾ erkannte, in Mittelsteiermark einer Regression entspricht.

Wenn man die basalen und hangenden Leithakalkbänke am Buchkogel, die durch 220 m vertikalen Abstand voneinander getrennt sind, in Betracht zieht, so müßte bei Annahme einer Transgression beiläufig ein Vordringen um 250 m über das Niveau des Grunder Meeres stattgefunden haben.

Eine solche Überflutung müßte gegen Schluß der Mediterranepoche weit in die Eibiswalder, Wieser und Schwanberger Bucht etc. hineingedrungen sein, in Gegenden, wo keine Spur solcher Sedimente aufgefunden wurde²⁾. Die große Mächtigkeit der mediterranen Bildungen läßt sich demnach nur durch Senkung des Bodens im Bereiche des Sausalgebirges erklären. Diese Annahme findet noch in anderen Tatsachen eine Stütze.

Hilber hat gezeigt, daß die mediterranen Sedimente im Bereiche des paläozoischen Sausalrückens ohne Zwischenlage von Florianer Tegel dem Grundgebirge auflagern³⁾. Er hat als Erklärungsmöglichkeit hierfür in Betracht gezogen, daß das Sausalgebiet erst allmählich unter den Meeresspiegel hinabgetaucht sei.

In den ausgedehnten Leithakalkbrüchen des Aframerzuges nördlich von Wildon (linkes Murufer) konnte ich gelegentlich einer von Herrn Prof. Hilber geleiteten Exkursion eine deutliche Diskordanz innerhalb der Leithakalkbildungen wahrnehmen. Stark geneigte Bänke werden diskordant von flachgelagerten Schichten überdeckt.

Diese Beobachtung bekräftigt die Annahme, daß die mächtigen Riffbauten, wie die große Mächtigkeit der übrigen Seichtwasser-Sedimente, auf eine sinkende Bewegung des Bodens zurückgeführt werden müssen.

Die Leithakalkbildungen im Sausal erreichen am Buchkogel eine Seehöhe von 551 m. Auch bei einer sehr geringen Bewertung der

¹⁾ D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 618.

²⁾ Selbst wenn man meiner Ausführung, in welcher ich nachzuweisen suchte, daß der „Konglomerathorizont“ der Grunder Stufe zuzurechnen ist, nicht Glauben schenken und denselben der zweiten Mediterranstufe anreihen wollte, würde hierdurch für die Annahme einer Transgression nichts gewonnen sein. Denn das Auftreten der gewaltigen blockführenden Schichten wäre bei ansteigendem Wasserspiegel, also bei Zurückstauung der Flußmündungen ganz unverständlich.

³⁾ Loc. cit. pag. 565.

Abtragung wird man doch eine ursprüngliche Höhe von mindestens 600 m annehmen müssen.

Diese Zahl stimmt nicht mit jener überein, die Schaffers¹⁾ und Hassingers²⁾ Untersuchungen im Wiener Becken für den mediterranen Meeresspiegel ermittelten. Vielmehr soll dort dieser in einer Höhe von 450 m³⁾ gelegen gewesen sein. (Maximalbetrag.) Jedenfalls muß man den über die Höhenlage tertiärer Wasserspiegel ermittelten Werten im Wiener Becken bedeutend mehr Gewicht beilegen als jenen, die sich in Mittelsteiermark gewinnen ließen. Denn jüngere, postmediterrane Bewegungen tektonischer Natur haben hier in sehr ausgedehntem Maße stattgefunden. Es läßt sich nachweisen (siehe später), daß in spätsarmatischer Zeit, gleichzeitig mit einer Faltungsphase in Untersteiermark und im größeren Teile Mittelsteiermarks eine Hebung stattgefunden hat, welche jedenfalls auch die Scholle des Sausals mit dem vorgelagerten Buchkogel mitergriffen hat. Das Hinaufreichen der Leithakalkbildungen am Buchkogel bis 551 m und die bis „über“ 500 m betragende Höhenlage der gleichen Sedimente im Sausal erscheint durch diese späteren Hebungen begründet.

Die Mächtigkeit der mediterranen Bildungen im Sausalgebiete läßt mit zwingender Notwendigkeit erkennen, daß für ihre Entstehung eine bedeutende Senkung im Sinne von Stur und Terzaghi anzunehmen ist, um die mächtigen Sedimente aufzustappeln und stets unter seichtem Wasserspiegel, die mehrere 100 m betragenden Riffbauten aufzuführen.

Die eigentümliche Beschränkung der Leithakalke auf die Versenkungszone läßt mutmaßen, daß zwischen der Senkung und dem Riffbau ein innerer Zusammenhang besteht.

Ich möchte auf eine interessante Erscheinung die Aufmerksamkeit lenken. Die Oberfläche des Paläozoikums im Sausalgebirge erscheint im großen und ganzen als eine gegen Nordnordost geneigte Platte. Wir sehen sie im Süden (Hochsausal, Kote 670, Steinriegel, Kote 564, Kote 498) die größte Höhe erreichen. Nordwärts senkt sich die Oberfläche des Paläozoikums hinab, um nahe der Laßnitz die Talsohle zu unterteufen. Noch weiter nördlich ist sie durch seichte Bohrungen mehrfach erreicht worden⁴⁾ und tritt außerdem bei Lebring, (bei Wildon) und bei Weitendorf etc. in kleinen Aufrissen nahe der Talsohle zutage. In eigentümlicher Abhängigkeit davon erweist sich der der tertiäre Riffbau. Im südlichen und zentralen Teil des Sausalgebirges erscheint er durch verhältnismäßig wenig mächtige Riffe ausge-

¹⁾ F. X. Schaffer, Über den Zusammenhang der alten Flußterrassen mit den Schwankungen des Meeresspiegels. Mitt. d. k. k. Geogr. Gesellschaft Nr. 1. Wien 1907.

²⁾ H. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Geogr. Abhandlungen von Penck. Bd. VIII, pag. 197. Mediterrane Strandlinien im Wiener Becken: bei Wöllersdorf 440 m, Anninger 390—400 m, bei Wien 320 m.

³⁾ F. X. Schaffer, Geol. Führer für Exkursionen im inneralpinen Wiener Becken. II. Teil Berlin. Verlag von Gebr. Borntraeger, pag. 89—90.

⁴⁾ V. Hilber, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 512.

zeichnet, die meist durch andere facielle Ausbildungen zerstückelt sind. Gegen Norden hin nimmt die Riffbildung im Gebiet von Dexenberg an Ausdehnung zu, um schließlich am Buchkogel und Wildoner Schloßberg die größte Mächtigkeit und Verbreitung zu erlangen.

Denkt man sich die Scholle des Sausalgebietes vor Eindringen des Mediterranmeeres als annähernd horizontale Platte und läßt dieselbe während dieser Epoche einseitig gegen Nordosten ¹⁾ hin stärker sinken, so erscheint die Mächtigkeit des Riffbaus am Buchkogel mit den sichtbaren Diskordanzen sowie die Abnahme der Kalkbildungen gegen das Sausalgebirge vollkommen verständlich.

Der mächtige Riffbau des Buchkogels ist demnach eine Funktion der sinkenden Bewegung.

Die gegen Nord sich stärker senkende Platte des Sausalgebietes muß in einer gewissen vorgelagerten Zone besonders günstige Bedingungen für den Riffbau geboten haben. Dort, wo die Senkung mit dem Aufbau gleichen Schritt zu halten vermochte und wo durch Lagunenbildung die Organismen von der schädigenden Zufuhr größerer Sedimente geschützt waren, konnten die Riffe zu bedeutenden Dimensionen anwachsen. Dieser Zustand war wohl in dem südlich unmittelbar an das Festland angrenzenden Teil vom „Hochsausal“ nicht vorhanden, worauf schon die stete Unterbrechung der Riffe durch anderes Sediment hindeutet, dagegen in der vorgelagerten und durch Senkung sich andauernd vertiefenden Zone des Buchkogels wohl erreicht.

Die von verschiedenen Beobachtern konstatierte Neigung innerhalb der Leithakalke des Buchkogels mag mit der in diesem Gebiete stark zur Geltung kommenden Senkung im Zusammenhang stehen.

Die Verhältnisse im Sausalgebiete lassen noch eine andere interessante Tatsache hervortreten, deren volle Würdigung freilich erst aus den späteren Darlegungen hervorgehen kann.

Ich habe zu zeigen versucht, daß südlich des Sausals in der Gegend von Gamlitz-Spielfeld zu Beginn der Mediterranstufe (während der Ablagerung der tieferen Mediterransedimente) sich eine Flexur ausbildete, die eine Senkung des nördlichen Flügels zur Folge hatte. Es hat sich ferner ergeben, daß das Sausalgebirge selbst in der folgenden höheren Abteilung der Leithakalkepoche Senkungen unterworfen war, die wieder den nördlichen Teil desselben gegenüber dem südlichen bedeutend stärker abgesenkt haben. Die Mächtigkeit des Riffbaus in dem dem heutigen Sausal vorgelagerten Buchkogel läßt vermuten, daß hier die Senkung ein besonderes Ausmaß angenommen hat.

Die (tektonische) Diskordanz, welche sich in den noch nördlicher gelegenen Leithakalkvorkommen des Aframberges (linkes Murufer) in einem nicht weit unter der sarmatischen Überdeckung gelegenen Niveau nachweisen ließ, scheint anzudeuten, das hier die Bewegung bis nahe an den Beginn der „brackischen“ Stufe herangereicht hat.

Somit erhalten wir ein Wandern der Senkungsvorgänge in der Richtung von Südwest nach Nordost, eine gegen das

¹⁾ Genauer gegen Nordnordosten.

Innere der Grazer Bucht gerichtete Bruchbewegung, welche in aufeinanderfolgenden Zeiträumen jeweils den nordöstlichen (genauer den NNO-) Teil zur Tiefe senkte. Die Fortdauer dieser Bruchtendenz bis in jüngere Zeit ist nicht nur in einer späteren altsarmatischen, sondern besonders in einer pontischen Bruchphase klar erkennbar. (Textfigur 7.)

Östlich der Mur verschwinden die Mediterranschichten unter auflagernden sarmatischen Sedimenten. Bis an die Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen“ im östlichen Eruptivgebiet von Gleichenberg treten keine mediterranen Sedimente zutage.

Daß der plötzliche Abbruch der marinen Schichten östlich der Mur eine jüngere tektonische Erscheinung darstellt, hat Granigg erkannt¹⁾, nachdem schon Rolle und Stur auf den Abbruch aufmerksam gemacht hatten.

Eine Andeutung über die Ausbreitung des Mediterranmeeres findet sich wieder im Eruptivgebiet von Gleichenberg. Südöstlich des Trachytmassivs treten in der tektonisch höchstgelegenen Scholle, dem „Risola-Horste“, an der Basis Leithakalke zutage, vorwiegend in Nulliporen- und Korallenfacies entwickelt²⁾. Sie umsäumen hier die Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen als eine durch das Vorkommen von Bryozoenstöcken, Serpulakalk, Korallenkalk und Pectunculusbänken gekennzeichnete Strandbildung. Die Hangendgrenze dieser Sedimente reicht nur bis zirka 280 m hinan.

Von diesem Vorkommen bei der Ortschaft Klapping abgesehen, erscheinen die mediterranen Bildungen überall an „pontischen“ Bruchlinien versenkt und durch jüngere Schichten verhüllt.

Im südlichen Teil des Gleichenberger Eruptivgebietes, dem Klöcher Massiv, befinden sich mediterrane Leithakalke, wie ich nachweisen konnte, auf sekundärer Lagerstätte verbreitet. Teils sind es vereinzelt, im Basaltuff eingeschlossene Kalkstücke, teils ist es eine große, aus der Tiefe geförderte Scholle. Die Leithakalke, deren Vorhandensein hierdurch in der Tiefe nachgewiesen ist, können eine Hangendgrenze von höchstens 140 m Seehöhe erreichen. Denn die Bohrung, welche bei der Ortschaft Tieschen³⁾ angeblich bis zu einer Tiefe von 160 m durchgeführt wurde, hat die auflagernden sarmatischen Schichten nicht durchstoßen.

Auf die tektonische Bedeutung dieser Tiefenlage komme ich noch im nächsten Kapitel zu sprechen.

In den NNW vom Gleichenberger Trachytmassiv gelegenen Basaltuffen des Kalvarienberges von Feldbach und bei Unterweißenbach gelang es mir, zahlreiche, fossilienführende Nulliporenkalkblöcke aufzufinden. (Siehe Textfigur 1.) Diese hier auf sekundärer Lagerstätte befindlichen Mediterranbildungen sind sehr zahlreich im Auswurfmaterial anzutreffen. Sie stellen das nördlichste bisher bekannte Vorkommen von Leithakalk in Steiermark dar. Wie schon bei Besprechung

¹⁾ B. Granigg, Mitteilung über die steiermärkischen Kohlenvorkommen etc. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1910, pag. 495.

²⁾ A. Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 1913, pag. 434, 435, 502.

³⁾ A. Winkler, loc. cit. pag. 489.

des Trachytmassivs von Gleichenberg hervorgehoben wurde, entsprechen sie wahrscheinlich einer Auflagerung auf dasselbe.

Ich habe bei Besprechung der Grunder Schichten ausgeführt, daß die Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen“ auch zur Zeit der größten mediterranen Überflutung um mindestens 200 m über den Meeresspiegel emporgeragt hat, während das Trachytmassiv damals eine Höhe von vielleicht 350 m erreicht haben dürfte.

Wie schon in der Grunder Epoche, so bildete auch in der zweiten Mediterranstufe die Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen eine allerdings unvollkommene Barre gegen die ungarische Ebene, die ihre Fortsetzung in der schon geschilderten Erhebungsreihe paläozoischer Schieferberge Sulz-Güns fand. Es gilt auch hier das im Kapitel über die Grunder Schichten Angeführte. Das Fehlen mediterraner Sedimente im Bereiche dieses ganzen Zuges nicht nur ober- tags, sondern auch als Einschlüsse in den in dieser Zone gelegenen Tuffvorkommen von Tobaj und Güssing und die nachweislich jüngeren tektonischen Absenkungen, die hier stattgefunden haben, begründen auch für die Mediterranzeit die Annahme der östlichen Festlandszone. Es mag auch hier wieder darauf hingewiesen werden, daß der Untergrund des Basalttuffgebietes der „Stadt und Langberge“ von Fürstenfeld noch der Festlandszone angehört haben muß, da meine sehr genaue Untersuchung der Tuffeinschlüsse bloß Gesteine des paläozoischen Untergrundes und sarmatisch-pontische Reste erkennen ließ. (Textfigur 1.)

Wie ich schon angedeutet habe, treten am Alpenrande (Nordrand) der Grazer Bucht in der Strecke Graz, Weiz, Hartberg und Friedberg keine mediterranen Sedimente hervor, indem sarmatisch-pontische Schichten unmittelbar auf das Grundgebirge transgredieren. Es war also noch in mediterraner Zeit im Norden der heutigen Grazer Bucht ein Festlandssaum. (Taf. XXI.)

Die tektonische Begründung dieser Erscheinung wird noch im nächsten Kapitel besprochen werden.

Erst ganz im NO der mittelsteirischen Bucht (schon jenseits der Grenze im ungarischen Anteil) sind in dem tiefeindringenden Becken von Pinkafeld mediterrane Sedimente bekannt¹⁾.

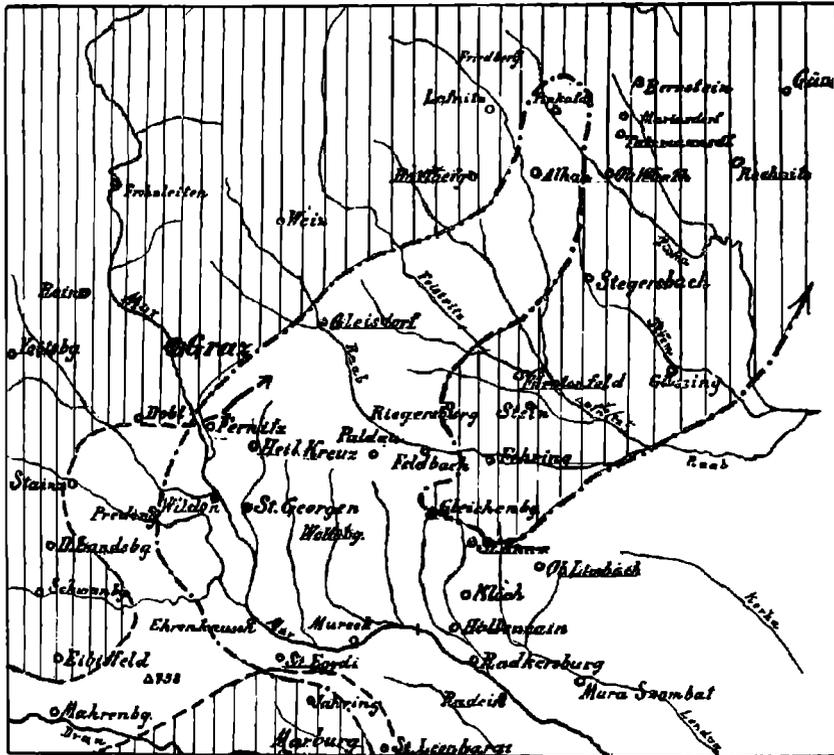
Das Eindringen dieser Marinschichten, welche hier unmittelbar an das Grundgebirge herantreten, während sie dem ganzen übrigen Nordrand des Grazer Beckens fremd geblieben sind, erscheint deshalb bemerkenswert, weil ein Zusammenhang in der Verbreitung mit der von Mohr geschilderten Verwerfungslinie des Friedberger Tunnels nahegelegt wird. Nach Mohrs²⁾ Angaben verläuft diese bedeutende

¹⁾ V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 394—408. — K. Hofmann, Beilage in Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 20.

²⁾ H. Mohr, Versuch einer tektonischen Auflösung etc. LXXXVIII. Bd. der Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. 1912. — H. Mohr, „Eolithe in der Nordoststeiermark“? Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1912, pag. 650. — Mohr unterscheidet in der Arbeit „Eolithe in der Nordoststeiermark?“ eine Stufe von „Sinnersdorf“ von einer Stufe von „Friedberg“. Erstere von Mohr als älter aufgefaßt, entspricht jedenfalls Hilbers und Hofmanns erster Mediterranstufe.

Bruchlinie etwa parallel der Straße Friedberg—Mönichkirchen, also beiläufig in NNW-Richtung. Ihre Fortsetzung gegen SSO trifft ungefähr die Ortschaft Pinkafeld. Nach Mohr ist die östliche Scholle (Kernserie) entlang dieser Störungslinie bedeutend abgesunken. Es tritt also wie im Wiener Becken eine gegen das ungarische Becken gerichtete Senkungstendenz zutage. Das Alter dieser Bewegung läßt sich

Fig. 4.



— . . . — Mutmaßliche Strandlinie der zweiten Mediterranstufe
(Leithakalkbildungen).

— — — — — Mutmaßliche Strandlinie der Grunder Schichten.
(Nur im Südwesten angegeben.)

insofern fixieren, als nach Mohrs Angaben die lacustren Sedimente des tieferen Miocäns daran Anteil genommen haben. Nach Hofmanns Bericht erscheinen diese gestörten, lacustren Bildungen diskordant von der zweiten Mediterranstufe bei Pinkafeld überlagert¹⁾. Somit fällt die Bruchphase in die Zeit zwischen erste und zweite

¹⁾ Loc. cit. pag. 20.

Mediterranstufe, also in jene Epoche, in der der Einbruch des Wiener Beckens stattfand und in welcher sich auch in anderen Teilen der Grazer Bucht Störungen abgespielt haben. Es ist interessant, daß die Sedimente der zweiten Mediterranstufe sich gerade im Bereiche der gesenkten Scholle bei Wiesfleck, Schreibersdorf und Talheim (Pinkafeld NW) abgelagerten. Dagegen hat der ganze, westlich der Bruchlinie „Friedbergtunnel—Friedberg (und Fortsetzung bis Pinkafeld)“ gelegene Raum der Grazer Bucht keine Spur mediterraner Sedimente aufzuweisen. Somit glaube ich, daß das Auftreten der marinen Schichten am Alpenrande bei Pinkafeld NW durch die tektonische Senkung dieser Scholle vor Ablagerung der zweiten Mediterranstufe zu erklären ist.

Die Verbindung dieser tiefliegenden Bucht mit dem Meer des zentralen Beckens wird wohl am ehesten in einem schmalen Arm zu suchen sein, der zwischen der dem Nordrand der Grazer Bucht angehörigen Scholle von Hartberg und dem „östlichen Grundgebirgsrücken (Güns—Sulz)“ bis in die Pinkafelder Bucht eingedrungen ist. (Siehe Taf. XXI und Textfigur 4.)

Im S und SO des Gleichenberger Eruptivgebietes stand das Mediterranmeer in freier Kommunikation mit dem untersteirisch-pannonischen Becken. Die Überdeckung jüngerer, sarmatischer und pontischer Sedimente läßt indessen die Leithakalke erst in der Gegend von Friedau und Luttenberg hervortreten, wo sie bereits dem nördlichsten Teil der untersteirischen Faltungszone angehören und als Antikline emportauchen. Sie bilden die von Höfer¹⁾ und Dreg er²⁾ untersuchten Erhebungen des Kulmberges bei Friedau und des Jerusalemberges an der ungarischen Grenze.

Höfer¹⁾ hat das Vorkommen von Nulliporen-, Bryozoen- und Amphisteginen-Facies geschildert und erstere der Bildungsweise nach als submarine Wiese gedeutet. In der streichenden Fortsetzung gegen NO treten in der Murinsel in Ungarn (Mündungsgebiet der Mur in die Drau) von Matyaskovsky beschriebene, mergelige, tonige, mit Sandsteinbänken und Nulliporenknollen versehene Mediterranbildungen unmittelbar unter pontischer Bedeckung hervor.

12. Kapitel.

Störungsphase vor Ablagerung der tieferen sarmatischen Schichten.

Der Ablagerung der sarmatischen Stufe in Mittelsteiermark sind beträchtliche Störungen vorausgegangen. Die Notwendigkeit einer Annahme von solchen ergibt sich aus folgenden Gründen:

1. Während am Buchkogel bei Wildon die Leithakalke heute noch eine Seehöhe von 551 m erreichen, liegen sie wenige Kilometer

¹⁾ H. Höfer, Das Tertiär im Nordosten von Friedau in Steiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 573.

²⁾ J. Dreg er, Geologische Beschreibung der Umgebung der Städte Pettau und Friedau und des östlichen Teiles des Kollasgebirges in Südsteiermark. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 69. — Derselbe, Erläuterungen zur geol. Spezialkarte etc. Blatt: Pettau und Vinica. Wien 1898.

ostwärts und nordostwärts unter der rund 300 m betragenden Talsohle auch hier in gleicher seichter Strandfacies (Nulliporenkalke) ausgebildet. Die dort konstatierbare Auflagerung mächtiger unter- und mittelsarmatischer Sedimente, welche im Gebiet westlich der Mur (Sausal) fehlen, zeigt an, daß die Ausbildung dieser Störungslinie in vorsarmatische Zeit zurückreichen muß. Die Absenkung wurde von Granigg¹⁾ als tektonische Linie erkannt und ihre Wichtigkeit gehührend hervorgehoben.

2. Im Eruptivgebiet von Gleichenberg reichen die hangendsten Sedimente der zweiten Mediterranstufe (in der tektonisch höchstgelegenen Scholle) bis zur Seehöhe von 280 m hinan. Sie sind hier ebenso wie im Sausalgebiet als Strandbildungen (Nulliporenkalkriffe mit Bryozoenstöcken, Korallen und Pectunculusbänken etc.), entwickelt.

Da diese gleichartigen Strandbildungen nur in einem annähernd gleichen, nahe dem Meeresspiegel gelegenen Niveau gebildet sein können, müssen sie zur Zeit ihrer Entstehung dieselbe Höhenlage wie die hangenden Mediterransedimente im Sausal besessen haben. Sie müssen also auch zu dieser Zeit eine der im Sausal jetzt 550 m hoch gelegenen Bildungen entsprechende Niveaulage aufgewiesen haben.

Da sich in dem Eruptivgebiet diesen marinen Ablagerungen rund 300 m mächtige, sarmatische Sedimente auflagern, das sarmatische Meer jedoch nach allgemeiner Annahme einen tieferen Stand als das mediterrane besaß, so läßt sich diese Erscheinung nur durch eine nachmediterrane, vorsarmatische Senkung erklären.

Denn es erscheint unmöglich, daß sich über den marinen Strandbildungen bei sich zurückziehendem oder selbst gleichbleibendem Wasserspiegel 300 m mächtige, jüngere (sarmatische) Sedimente hätten auflagern können. Der Tiefstand des sarmatischen Meeres wird aber auch in Mittelsteiermark durch die Regression im Bereiche des Sausalgebiets und der westlichen windischen Büheln sowie in der von mediterranen Sedimenten eingenommenen Region nordöstlich von Pinkafeld erwiesen.

Das obertägige Fehlen der mediterranen Bildungen zwischen den absinkenden Leithakalken bei Wildon an der Mur und dem Eruptivgebiet von Gleichenberg sowie die Überlagerung derselben in diesem Raume durch mindestens 200 m mächtige sarmatische Sedimente läßt erkennen, daß diese Senkung die ganze, zwischen dem Ostabbruch des Sausal und dem Vulkangebiet gelegene Region gleichzeitig und gleichartig ergriffen hat.

3. Die als notwendig erkannte vorsarmatische Senkung findet eine wichtige Begründung in den Verhältnissen am Nordrande der Grazer Bucht. Wie schon in früheren Kapiteln hervorgehoben wurde, treten am Alpenrande zwischen Graz, Weiz, Hartberg und Friedberg keine mediterranen Sedimente zutage. Es wurde schon dort angegeben, daß diese ungewöhnliche Erscheinung sich nur durch nachträgliche Bewegungen erklären läßt. Es ist sehr interessant, daß sich in der Gegend von Waldhof, Winkel und Ober-Büchl (westlich von Graz), bei Nieder-Schöckl und in der Region von Weiz (Bücheln, Krotten-

¹⁾ B. Granigg, Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1910, loc. cit. pag. 495.
Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1913. 63. Band, 3. Heft. (A. Winkler.) 74

Verknüpfen wir hiermit die unter 1 und 2 angeführten Schlußfolgerungen, so ergibt sich, daß diese Senkung nur als die natürliche Folge jener großen Bewegung anzusehen ist, die die Region östlich des Sausals in vorsarmatischer Zeit zur Tiefe niedergleiten ließ. Diese tektonische Bewegung griff naturgemäß nach Norden bis an den Alpenrand über und senkte eine mehr oder minder ausgedehnte randliche Scholle mit hinab.

Ein Versuch, die genauere Richtung der den „Horst“ des Sausals vom östlichen, abgesunkenen Flügel trennenden Bruchlinie zu eruieren, ist durch das Auftreten mächtiger diluvialer und alluvialer Sedimente entlang dieser Zone erschwert. Betrachtet man indessen die am Aframerzug (linkes Murufer bei Wildon) absinkenden Mediterranbildungen, so scheint das Hinabtauchen entlang einer beiläufig NW—NNW streichenden Linie stattzufinden. In Übereinstimmung damit steht es, daß die Fortführung dieser Linie gegen SO in die Gegend von Mureck läuft, wo ebenfalls die „marinen“ Bildungen (Leithakalk und Foraminiferenmergel) unter sarmatischen Schichten versinken. Die Fortsetzung der Bruchlinie aus der Wildoner Gegend nach NW läßt auch die sarmatischen Schichten, welche bei Waldhof, Winkel und Ober-Büchl (Graz W) auftreten, noch im Bereiche der gesenkten Zone erscheinen. Die Therme von Doblbad liegt an derselben Linie. Somit glaube ich mit einiger Berechtigung einen beiläufig NW bis NNW gerichteten Verlauf der randlichen Dislokation annehmen zu können.

Schließlich möchte ich darauf hinweisen, daß diese Erscheinung sich in jene schon früher hervorgehobene Reihe von Vorgängen einfügt, die ein Fortschreiten der Senkung in der Richtung gegen NNO erkennen ließen. (Textfigur 7.)

Während im Spätmediterran insbesondere das Gebiet nördlich des Sausals (Buchkogel bei Wildon, Aframerzug) sich senkte, hat die vorsarmatische (postmediterrane) Bruchphase eine wieder nordöstlich davon gelegene Zone zur Tiefe gebracht. Die Senkung hat sich diesmal bis an den gegenwärtigen Nordrand der Grazer Bucht geltend gemacht.

Die folgende Darstellung der Verbreitung der tieferen sarmatischen (unter- und mittelsarmatischen) Schichten wird zeigen, daß dieselben im Bereiche der Hartberger Scholle, also jenes östlich von Weiz in das Innere der Grazer Bucht vordringenden kristallinen Sporns wahrscheinlich nicht mehr entwickelt sind. Ebenso fehlen sie an der schon oft erwähnten mächtigen, östlichen Erhebungsreihe „Güns-Sulz“. In diesen Gebieten hat sich also die besprochene vorsarmatische Senkung nicht mehr geäußert.

13. Kapitel.

Die „Untersarmatische Stufe“.

Die untersarmatische Stufe wird im Eruptivgebiet von Gleichenberg durch eine mächtige Schichtfolge von Tegeln, Schiefertonen, Tegelmergeln, feinen Sanden und einer Einlagerung groben Schotters repräsentiert. Das Vorherrschen der tonigen Sedimentation, der im

Hangenden konstatierbare Übergang in Tegelmergel, das Auftreten zahlreicher, wenn auch kaum abbauwürdiger Kohlenflözchen als auch das reichliche Vorhandensein von Cerithien erinnert an die Facies des Florianer Tegels.

Die schöngeschichteten oder gebänderten dunklen Schiefertone und Tegel zeigen durch ihre ebenmäßigen Absatzflächen einen gleichmäßigen Rythmus in der Sedimentation an. Die Feinheit des Korns, die durchaus vorherrschend ist, läßt vermuten, daß größere tektonische Bewegungen während der Ablagerung dieses Komplexes nicht stattgefunden haben. Nur der im Eruptivgebiete von Gleichenberg in dem tieferen Teil der Serie nachweisbare Zug groben Schotters, den ich im Bereiche der von mir aufgenommenen Region kontinuierlich verfolgen konnte, scheint eine einmalige, vielleicht auf tektonische Bewegungen zurückführbare rasche Änderung in der Sedimentation anzuzeigen.

Das Vorherrschen der schlammigen Facies läßt vermuten, daß keine lebhaftere Wasserbewegung in dem Becken bestanden hat und daß diese tonigen Bildungen, wenn auch nicht in großer Tiefe, so doch in einem Niveau zum Absatz kamen, wo sie der Einwirkung der Wellenbewegung entzogen waren. Zugunsten der Annahme spricht auch die große Dünnschaligkeit der Conchylien, die meistens als Abdrücke oder zarte Häutchen die Schichtflächen bedecken.

Der Fossilreichtum erscheint, wenn auch nicht gering, so doch auf einzelne Lagen beschränkt, die mit den oft perlmutterglänzenden Modiolaschalen erfüllt sind. Der verhältnismäßig geringe Artenreichtum der Fauna sowie das Vorkommen der ausgesüßtes Wasser bevorzugenden Hydrobien und Cerithien (zum Beispiel bei Grusla) läßt vermuten, daß der Salzgehalt kein sehr bedeutender gewesen ist.

Als Leitfossil für diese tiefsten Schichten scheint (übrigens nicht nur für Mittelsteiermark) eine *Syndosmia* sp.¹⁾ in Betracht zu kommen. Denn obwohl mir aus dem Bereiche der untersarmatischen Stufe im Gegensatz zu den beiden höheren Abteilungen nur wenig Aufschlüsse bekannt sind, so konnte ich dennoch an den vier bedeutendsten das Auftreten von *Syndosmia* wahrnehmen. Dagegen fand ich diese Form niemals in höheren Schichten.

Daneben erscheint das Auftreten von *Cardium protractum*, ferner von Cardien aus der Gruppe des *obsoletum* und *plicatum* (dünn-schalige Varietäten), von Hydrobien und Cerithien, schließlich von Foraminiferen charakteristisch.

Ich wende mich der Verbreitung dieser tiefsten sarmatischen Bildungen zu.

Im Gleichenberger Eruptivgebiet besitzt die als Basis der jüngeren Bildungen auftretende untersarmatische Stufe ihr Hauptverbreitungsgebiet in der von mir kartierten südlichen Region.

Infolge tektonischer Ursachen sinkt dieser Horizont dort insbesondere nach Nord, Süd und Ost hinab. Aber auch im Westen des Eruptivgebietes, jenseits des Sulzbachtales scheint er nur in beschränktem Ausmaß nahe der Talsohle hervorzutreten.

¹⁾ Die Exemplare sind zu schlecht erhalten, um eine spezifische Bestimmung durchzuführen.

Im Trachytmassiv selbst konnte ich untersarmatische Schichten, die infolge ihrer Anlagerung an diese Erhebung noch emportauchen, bei Bärnreit (1 km NO des Kurortes), hart am Trachyt in einem Hohlweg (Abgrabung) erschlossen, auffinden.

Sie führen hier *Modiola marginata*, *Cardium protractum*, *Syndosmia* und *Buccinum* sp.¹⁾.

Wie erwähnt, breitet sich westlich des Eruptivgebietes (westlich des Sulzbachtals) ein ausgedehntes, von mittelsarmatischen Schichten eingenommenes Gebiet aus, in welchem diese Sedimente die tieferen Bildungen meist verdecken.

Im zentralen Teil dieser Region fand Clar²⁾ Tegel mit *Cerith. pictum* und *Cardium obsoletum* zwischen St. Stefan und Glatzau. (Kirchbach SO), die hier in der Tiefe des Tales lagernd, vielleicht dem basalen sarmatischen Horizont angehören.

Gegen den Rand des Ablagerungsraumes, an der Nord—Süd verlaufenden Murtalstrecke zwischen Fernitz (Graz S) und Wildon erscheint eine Zone untersarmatischer Bildungen. Nach Fabians³⁾ Schilderung treten hier, unmittelbar über dem absinkenden Leithakalk gelagert, sarmatische Tegel zutage. Das Vorkommen von *Modiola marginata*, von *Cerithien* und *Ervilien* (so wurden vielleicht auch meist schlechterhaltene *Syndosmien* bestimmt), das Vorherrschen von Tegelfacies und das Auftreten von Kohlenflözchen sowie die analoge stratigraphische Position im Hangenden des Leithakalkes zeigt die Identität mit den gleichartig geschilderten untersarmatischen Schichten des Eruptionsgebietes. Auch hier sind diese Bildungen, wie Fabian zeigte, durch eine gröberklastische Lage vom Mediterran getrennt. In der unmittelbaren Fortsetzung dieser Zone konnte ich bei Fernitz (10 km S von Graz) in dem Graben, der südöstlich der Ortschaft in das Murtal einmündet, an der Basis der das Hügelland aufbauenden mittelsarmatischen Schichten, die mächtigen, schöngebänderten, dunklen Schiefertone wieder auffinden, die auch hier durch das Vorkommen von *Syndosmia* sp., *Modiola marginata* und *Cardium* sp. gekennzeichnet sind. Infolge der noch später zu besprechenden, jüngeren tektonischen Vorgänge sinken sie bei Fernitz mit nordwärts gerichtetem Fallen unter das Talniveau hinab⁴⁾.

Es ist vorauszusetzen, daß sie im Untergrund der Stadt Graz vorhanden sind. Bohrungen haben ergeben, daß in der Tiefe von 155 m Foraminiferentegel auftreten, deren Fauna am ehesten einem sarmatischen Alter entspricht⁵⁾.

Bei Nieder-Schöckl, Graz NO, sind sarmatische Tone mit *Cardien* unmittelbar dem Grundgebirge aufgelagert, die vielleicht dieser

¹⁾ Schon Stur erwähnt den Fundort.

²⁾ K. Peters, Schichten der sarmatischen Stufe bei Kirchbach nordöstlich von Graz. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1869, pag. 239.

³⁾ K. Fabian, Das Miocänland zwischen Stieffing und Mur. Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. Jahrg. 1905, Graz 1906.

⁴⁾ V. Hilber (LXXXVI. Jahresbericht d. Steierm. Landesmuseums Joanneum f. d. Jahr 1897. Graz 1898, pag. 18) erwähnt das Auftreten eines *Telliniden!* in den sarmatischen Schichten am Murberg bei Wildon.

⁵⁾ V. Hilber, Das Tertiärgebiet zwischen Graz, Köflach etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893. — R. Hoernes, Bau und Bild, pag. 1095.

unteren Stufe angehören. Bei Weiz schließlich lagern unmittelbar über dem Grundgebirge nach Graniggs Angaben grüne Tegel, die Buccinum und Cerithiensteinkerne enthalten¹⁾. Nach der Lagerung und Facies entsprechen vielleicht auch diese den untersarmatischen Schichten.

Diese zwar noch sehr lückenhaften Angaben über die Verbreitung der untersarmatischen Schichten zeigen an, daß sie einerseits am Rande des Ablagerungsbeckens bei St. Georgen, bei Wildon, Mellach, Fernitz, Nieder-Schöckl, Weiz hervortreten, anderseits besonders im südlichen Eruptivgebiet von Gleichenberg in den dort tektonisch „höchstgelegenen“ Schollen vorhanden sind. Das Innere dieses Beckens wird zumeist von jüngeren Sedimenten eingenommen.

14. Kapitel.

Die „Mittelsarmatische Stufe“.

Im Eruptivgebiet von Gleichenberg folgen über der untersarmatischen Stufe Schichten, die einerseits durch das starke Hervortreten grobsandiger Bildungen, oft durch Diagonalschichtung gekennzeichnet, anderseits durch das reichliche Auftreten von Mergeln sich von den Sedimenten der untersarmatischen Stufe unterscheiden. Wasserpflanzen führende Lagen stellen sich vielfach ein, meist *Typha latissima* aufweisend.

Im großen und ganzen entsprechen die Ablagerungen der mittelsarmatischen Stufe einem Seichterwerden des Meeres, einer Beckenfüllung jener tieferen Bucht, in der die Sedimente der untersarmatischen Abteilung zum Absatz gelangten. Im Eruptivgebiet ließ sich eine gewisse Vertikalgliederung innerhalb dieser Stufe noch darin erkennen, daß an der Basis ein Zug groben Schotters (Klöch, Pichla, Neusetz etc.) entwickelt ist. In dessen Hangenden konnte an mehreren Punkten eine Schilffreste führende Schicht konstatiert werden (zum Beispiel bei Pichla, Klöch, Rosenberg, Waldsberg²⁾). Der mittlere Teil der Schichtgruppe zeigt sich aus einer Wechsellagerung sandiger Bildungen mit schöngebänderten Mergeln und Schiefertönen eingenommen, während schließlich feine, tonige Sande die Serie abschließen. Es ist mir aber noch nicht möglich gewesen zu konstatieren, ob diese Aufeinanderfolge sich auch noch in weiterem Umkreis wird nachweisen lassen.

Wie erwähnt, spricht das durchschnittlich grobe Korn dieser Bildungen und das Auftreten Wasserpflanzen führender Schichten für eine Entstehung in seichtem Wasser.

Ja es müssen sich zeitweise (wenigstens im südlichen Eruptivgebiet) ausgedehnte Schilfwiesen im Bereiche dieses flachen Meeresbeckens befunden haben. Zu einer nennenswerten Flözbildung ist es indessen nirgends gekommen. Die die Schichten senkrecht durch-

¹⁾ Loc. cit. pag. 532.

²⁾ A. Winkler, loc. cit. pag. 447.

setzenden mächtigen Strünke der Schilfgräser konnten insbesondere bei Waldsberg (Gleichenberg S) beobachtet werden.

Zwei Eigentümlichkeiten sind aber besonders für die Bildungsverhältnisse dieser Sedimente bezeichnend: „Die Diagonalschichtung der Sande und das Auftreten feingebänderter Mergellagen.“

Beide Bildungen stehen in innigem stratigraphischen Verband.

De Geer¹⁾ hat vor kurzem das Zusammenvorkommen feingebänderter Sedimente mit diagonalgeschichteten Sanden hervorgehoben. Er hat angegeben, daß es sich hierbei um Bildungen handelt, die unter dem Einfluß einer mächtigen Grundströmung zustande gekommen sind. Die in einer bestimmten Richtung bewegte Wassermasse hat einerseits in den Sanden die Kreuzschichtung gebildet, andererseits spiegelt sich in dem Rhythmus der feinen Bänderung der jährliche Wechsel in den durch die Strömung zugeführten Sedimenten wieder. Das Vorhandensein einer Grundströmung ist, wie dieser Forscher angibt, durch einen sehr geringen Salzgehalt des Meeresbeckens hervorgerufen. Die in dasselbe einmündenden Wassermengen werden sich infolge der geringen Dichte des salzarmen Meerwassers am Boden der Bucht weiterbewegen.

Ich glaube, daß diese auf die glazialen Marinablagerungen Skandinaviens sich beziehenden Angaben ohne weiteres auf die Verhältnisse in der mittelsteirischen Bucht übertragen werden können. Die ärmliche Fauna und die reichliche Beimengung pflanzlicher Substanz, ja selbst Süßwasser-Conchylien führender Lagen, spricht auch hier für einen geringen Salzgehalt des Meeres. Die für die mittelsarmatischen Sandbildungen so charakteristische Diagonalschichtung zeigt auch hier den Einfluß von Strömungen am Meeresgrunde an. Die damit verbundenen, fein und gleichmäßig gebänderten Tonmergel lassen für die Entstehung ihres Sedimentationsrhythmus wohl kaum eine andere Erklärung zu, als eine den Jahresringen entsprechende Bildungsweise. So läßt sich auf indirektem Wege eine Bestätigung des aus Flora und Fauna geschlossenen, salzarmen Charakters des mittelsarmatischen Meeres erkennen.

Die Fauna erhält ihr Gepräge durch das Zurücktreten dickschaliger Organismen (mit Ausnahme einer im Hangenden auftretenden Austerbank) und insbesondere durch das Vorherrschen variabler Cardienformen.

Zumeist ist die mittelsarmatische Stufe, die ich im Bereiche des kartierten Gebiets an mehr als 15 Punkten faunistisch ausbeutete, in dieser Cardienfacies entwickelt.

Als wichtigstes Leitfossil ist jene Cardienform zu bezeichnen, die Hilber bei Radkersburg aufgefunden und als *Cardium aff. squamulosum* bezeichnet hat²⁾, obgleich ihm die Identität mit dieser Form nicht wahrscheinlich dünkte. Bittner bezeichnet nach Hilbers Abbildung diese Form als ein auch für untersteirische sarmatische

¹⁾ De Geer, Geologische Rundschau 1912, Bd. III. pag. 468—469. Geochronologie der letzten 12000 Jahre.

²⁾ V. Hilber, Sarmat.-miocäne Conchylien Oststeiermarks. Mitt. d. naturw. Vereins f. Steierm. Jahrg. 1891, Graz 1892.

Schichten charakteristisches Fossil und hält eine nahe Verwandtschaft mit *Uniocardium Capellini* für wahrscheinlich¹⁾). Hoernes hatte schon vorher analoge Cardien im Gebiete „der Gräben“ zwischen dem Eruptivgebiet und der Mur aufgefunden und seinem *Cardium Abichi* verwandt gedeutet²⁾). Es dürften ihm aber nur Steinkerne vorgelegen sein. Schließlich hat Andrussow³⁾ nach Hilbers Abbildung die Identität des Cardiums mit *C. Barboti R. H.* angenommen. Letzterer Auffassung folge ich in der Benennung der Art.

Diese sehr variable Cardienform findet sich in vielen fossilführenden Aufschlüssen mittelsarmatischer Schichten im Eruptivgebiet. Sie ist sehr dünnchalig und meistens nur als Steinkern oder Abdruck erhalten. Sie zeichnet sich durch weitabstehende, mit Dornen versehene sehr variable, fadenförmige Rippen, durch das Auftreten von Zwischenrippen und eine etwas in die Länge gezogene Gestalt der Schale aus. Oft besitzt sie ein rippenloses Mittelfeld. Die weite Verbreitung dieser Form (Untersteier, ganz Mittelsteier, Rußland), ihr Fehlen in tieferen und höheren sarmatischen Horizonten, rechtfertigen, wie ich glaube, die ihr in vorliegenden Zeilen zugesprochene Bedeutung als Leitfossil mittelsarmatischer Horizonte.

Ein anderes, nur in diesen Schichten aufgefundenes Fossil stellt *Cardium cf. Loveni Nordm.* dar, welches allerdings nur an zwei Punkten angetroffen wurde. Dagegen war *Fragilia cf. fragilis*, ebenfalls auf mittelsarmatische Schichten beschränkt, häufig bemerkbar.

Ein von mir als *Cardium n. sp.* bezeichnete Fossil, wahrscheinlich mit einer von Hoernes als *Cardium cf. obsoletum* bezeichneten Form identisch⁴⁾, wurde auch in diesem mittleren Horizont aufgefunden.

Cardien aus der Gruppe des *Obsoletum*, große *Modiola marginata*-Formen, *Ervilia podolica*, *Tapes gregaria* und eine kleine, dünnchalige *Mactra* vervollständigen das Bild der häufigsten mittelsarmatischen Fossilien.

Die mittelsarmatischen Schichten sind im südlichen Eruptivgebiet nicht durch Fossilreichtum ausgezeichnet; nur durch sehr genaue Begehungen konnte eine beträchtliche Anzahl von Fossilfundstellen ausfindig gemacht werden. Die sandigen Ablagerungen sowie die feingeschichteten Tonmergel sind meist ganz frei von Fossilien. Vielleicht steht dies ursächlich auch mit den Strömungen in Zusammenhang, welche sich in diesem Sediment kundgaben. In dieser Hinsicht ist das Fehlen aller Conchylien in den mittelsarmatischen, grobklastischen Schichten sehr bezeichnend. Die starke Bewegung, welche das grobe Sediment in dem seichten Meeresbecken durch Strömungen erfuhr, wird die Ansiedlung von Faunen nicht ermöglicht haben. Die Fossilien sind meist in einzelnen Tegelmargellagen (oder Tegel) erhalten.

¹⁾ Al. Bittner, Referat. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1892, pag. 115.

²⁾ R. Hoernes, Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. 1878. Sarmatische Ablagerungen in der Umgebung von Graz.

³⁾ N. Andrussow, Verh. d. kais. russ. mineralog. Gesellschaft zu St. Petersburg. II. Serie Bd. 39. 1902, pag. 480—481.

⁴⁾ R. Hoernes, loc. cit.

Es erübrigt noch einer an zwei Punkten nachgewiesenen Ausbildung Erwähnung zu tun, welche in dem von Hofrat Th. Fuchs erwähnten Modiolaschlamm des Schwarzen Meeres ein Analogon findet¹⁾. Am Rosenberge (Frutten SO, Gleichenberg Süd) fand sich ein grüner, stinkender, schlammiger Tegel erschlossen, der von dünnen, sehr gebrechlichen Bivalven und Gastropodenschalen ganz erfüllt war. Insbesondere fallen die perlmutterglänzenden, papierdünnen Modiolagehäuse auf, nebst welchen Bullen und eine dreieckige Ervillienvarietät am häufigsten anzutreffen sind. *Cardium cf. Loveni*, *Cardium cf. Barboti* und kleine Trochusformen stehen an Zahl gegenüber den vorerwähnten Formen zurück.

Dieser Modiola-Bullaschlamm entspricht sowohl der Facies als auch der Fauna nach dem von Fuchs im Schwarzen Meer beobachteten und sich dort in einer Tiefe von 35—100 Faden bildenden Modiolaschlamm.

Er gleicht aber auch jenem von Andrussov²⁾ aus südrussischen sarmatischen Schichten beschriebenen Modiolaschlamm, der ebenso wie der am „Rosenberge“ durch das Auftreten von *Modiola marginata*, *Bulla Lajonkaireana* und Cardien vorzüglich charakterisiert ist. Die überraschende Ähnlichkeit in Fauna und Sediment läßt eine analoge Bildungsweise der mittelsteirischen Facies wie die der russischen voraussetzen, welche letztere nach Andrussov in ruhigem Wasser, nicht nahe vom Ufer und in einer Tiefe von mindestens 35 Faden entstand.

Die mittelsarmatische Stufe unterscheidet sich faunistisch von der hangenden obersarmatischen durch das Zurücktreten der Cerithien (im Eruptivgebiet fehlen sie sogar), durch das Fehlen aller dickschaligen Organismen (gegenüber den dickschaligen obersarmatischen Cardien, Mactren, Tapes und Trochusformen), durch den Mangel reiner Kalkbildungen, insbesondere der für obersarmatisch so bezeichnenden *Spirorbis*-Kalke, *Peneroplis*-Kalke und Oolithe, durch das Auftreten der auf die mittlere Stufe beschränkten Cardienformen und *Fragilia fragilis* und schließlich durch die Abwesenheit vieler obersarmatischer Leitformen (*Cardium Jammense*, diverse *Mactra*-Spezies etc.).

* Mittel- und obersarmatische Stufe sind faunistisch sehr gut geschieden.

Die Verbreitung der mittelsarmatischen Stufe läßt sich aus dem von mir beschriebenen³⁾ südlichen Gleichenberger Eruptivgebiet deutlich weiter verfolgen.

Östlich des Kutschenitzabaches, der dort die Grenze gegen Ungarn bildet, tritt sie zwischen diesem und dem Lendvatale zutage, wo sie bereits Stoliczka 1863 auffand⁴⁾. Seine Angaben, daß im

¹⁾ Th. Fuchs, Über die Natur der sarmatischen Stufe. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. LXVIV, 1877, pag. 9. Analoge Sedimente, besonders aus sarmatischen Schichten Rußlands, gibt N. Andrussov an.

²⁾ N. Andrussov, Verb. d. kais. russ. Gesellschaft in St. Petersburg. 39. Bd., 2. Serie 1902. Die südrussischen Neogenablagerungen.

³⁾ A. Winkler. Das Eruptivgebiet von Gleichenberg etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913.

⁴⁾ F. Stoliczka, Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführte Übersichtsaufnahme des südwestlichen Teiles von Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, pag. 6.

Liegenden mächtiger Sande, die Tegel und oolithische Kalke führen (= Obersarmatisch), lichte Tonmergel mit Pflanzenresten und verdrückten Cardien auftreten, beziehen sich auf diese mittelsarmatischen Sedimente.

Die mittelsarmatischen Bildungen sinken entlang des Lendvatales (Gegend von St. Georgen) unter auflagernde obersarmatische und pontische Sedimente hinab.

In der unmittelbaren Umrandung der Schieferinsel Neuhaus—St. Georgen lagern sich an das Paläozoikum mittelsarmatische Sedimente an, die infolge der Strandnähe sehr an Mächtigkeit reduziert und durch Sande allein vertreten sind¹⁾.

So wie gegen Ost tauchen auch gegen Nord die mittelsarmatischen Schichten unter auflagernde obersarmatisch-pontische Sedimente hinab. Sie treten hier (jenseits des kartierten Gebiets) unmittelbar südlich von Gleichenberg am SW-Fuß der Wirberge in einer Ziegelgrube zutage. Flach gelagerte Bänke von Tegeln und Tegelmargeln sind hier in einer Mächtigkeit von mehreren Metern erschlossen und werden weiter im Hangenden von Sanden überlagert. Im Tegel fand sich: *Cardium cf. Barboti*, *Cardium n. sp.*, *Trochus cf. pictus*, *Tapes gregaria*, *Modiola marginata*, *Maetra sp. ind.* Diese Fauna stimmt mit jener mittelsarmatischer Schichten überein.

In unmittelbarer Nähe dieses Fundortes befindet sich die mit Tuff und Bruchstücken fremder Gesteine erfüllte Tuffspalte der Wirberge. Am Rande derselben fand sich eine weit über hausgroße Scholle von sarmatischen Mergeln.

Sie gehört jedenfalls einer beim Durchbruch mitgerissenen, wahrscheinlich im unmittelbaren Liegenden der besprochenen Tegel anstehenden Partie an. Das Gestein entspricht vollkommen jenem der mittelsarmatischen Mergel; ich konnte hier in zirka 40—50 Exemplaren das Leitfossil *Cardium cf. Barboti* aufsammeln.

Südlich des Eruptivgebiets lassen sich die mittelsarmatischen Schichten in den nördlichen Windischen Büheln bei Radkersburg deutlich erkennen. Sie treten in der Umgebung dieser Stadt im Liegenden der kalkführenden obersarmatischen Schichten hervor. A n d r a e s Profil-darstellung zeigt bereits die Mergelserie im Liegenden, den Kalkzug im Hangenden (Schloßberg bei Radkersburg)²⁾. Am westlichen Abhang des Berges besteht die tiefere Schicht, die unter dem Sand gelagert ist, aus Mergeln mit Blattresten und enthält nebst Cerithien, *Ervilia podolica*, *Card. obsoletum protractum*, *Tapes gregaria*, *Modiola marginata*, *Bulla* etc. Sie entspricht jedenfalls dem Mittelsarmat.

In der Sammlung des Grazer „Joanneums“ fand ich einen von der Gemeinde Hasenberg (bei Radkersburg) stammenden Tegel, der nach Gesteinsbeschaffenheit und Fauna vollkommen jenem von mir am Rosenberge aufgefundenen Tegel gleich und wie dort durch das Auftreten der dreieckigen *Ervilia podolica*, *Bulla Lajonkareana*, *Modiola marginata*, ausgezeichnet war. Er enthielt ebenso wie am Rosenberge zahlreiche

¹⁾ A. Winkler, loc. cit. pag. 441.

²⁾ K. J. A n d r a e, Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 14., 18. und 19. Sek. etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, pag. 301.

bandförmige Streifen einer dunklen Substanz, die Muschelbrut und Foraminiferen umschlossen. Es sind diese in den mergeligen oder schlammigen mittel- und untersarmatischen Bildungen sehr verbreiteten Bänder als Exkrementen von Würmern und Fischen aufzufassen, eine Deutung, welche ich Herrn Hofrat Th. Fuchs verdanke.

Bei der vollkommenen Analogie dieser Tegel von Hasenberg mit jenen vom Rosenberg sind beide als Sedimente desselben Horizonts anzusehen, dürften also einem hangenderen Niveau der mittelsarmatischen Stufe angehören.

Den mittelsarmatischen Mergeln entsprechende Bildungen liegen von Rotenturm bei Radkersburg (Wirtshaus-Eiskeller) vor, die *Bulla Lajonkairieana*, *Modiola marginata*, *Fragilia*, *Buccinum duplicatum* und *Cardien* enthalten. Von diesem Fundort ist auch das mittelsarmatische Leitfossil *Cardium* cf. *Barboti* (als *C. aff. squamulosum*) beschrieben worden¹⁾. Daneben erscheinen die dreieckigen Ervilien, Columbellen, Cerithien etc.

An diesem reichen Fundort tritt also wieder eine typisch mittelsarmatische Faunenvergesellschaftung entgegen.

Von Lastomerzen in den Windischen Büheln (Weg nach Weigelsberg) sind in der Sammlung Kalke mit *Cardien*abdrücken, entsprechend den mittelsarmatischen Gesteinen des Eruptivgebietes vorhanden.

Auch Mergel mit *Cardien* und *Tapes* von Mukitschberg-Negauberg (Radkersburg SSO) dürften hierherzustellen sein.

Nun gelange ich zur Besprechung der Verbreitung mittelsarmatischer Schichten, in jener als „die Gräben“ bezeichneten Region, welche sich westlich an das von mir kartierte Gebiet anschließt und sich vom Eruptivgebiet von Gleichenberg bis an die Murlinie Spielfeld—Wildon—Hansmannstätten (Graz S) ausdehnt. Diese Region wurde von Stur der pontischen Stufe zugezählt²⁾. Indessen haben Hörnes³⁾ und Hilber⁴⁾ sowie Fabian⁵⁾ gezeigt, daß mindestens ein Teil derselben der sarmatischen Stufe zuzurechnen ist. Meine Begehungen und Untersuchungen des aufgesammelten Materials haben es mir nahegelegt, daß in diesem Gebiete überhaupt nur sarmatische Schichten verbreitet sind. Eine Gewißheit hierüber werden wir jedoch erst durch die noch in Gang befindlichen Aufnahmen Herrn Bergrats Dr. J. Dreger in diesem Gebiet erlangen.

Für den Westen (Gegend von Wildon) haben dies schon Fabians Studien gezeigt, im Osten hat meine Aufnahme das Fehlen der pontischen Schichten und statt deren das Vorhandensein mittelsarmatischer

¹⁾ V. Hilber, Sarmatisch-miocäne Conchylien Oststeiermarks. Mitt. des naturw. Vereins f. Steiermark. 1891.

²⁾ Geologische Karte zur „Geologie der Steiermark“.

³⁾ R. Hoernes u. V. Hilber, Sarmatische Ablagerungen bei Fernitz SSO von Graz. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 225. — R. Hoernes, Sarmatische Ablagerungen in der Umgebung von Graz. Mitt. des naturw. Vereines f. Steierm. 1878.

⁴⁾ V. Hilber, Hernalser Tegel bei St. Georgen-Wildon O. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 101.

⁵⁾ K. Fabian, Das Miocänland zwischen Stiefing und Mnr. Mitt. d. naturw. Vereines 1905. Graz 1906.

ergeben¹⁾. Für den zentralen Teil ließen einzelne Begehungen, Sammlungsmaterial und Literatur zur Genüge dasselbe erkennen.

Die Tatsache, daß diese Region früher der pontischen Stufe gezählt wurde, ist darin begründet, daß hier nicht jene durch ihren Fossilreichtum und typischen Charakter ausgezeichnete „obersarmatische“ Stufe auftritt, sondern die fossilarme „mittelsarmatische Entwicklung“ allein herrschend ist. Die genauere Begrenzung dieses Gebietes läßt erkennen, daß die mittelsarmatischen Schichten etwa entlang der Linie St. Anna am Aigen, Gleichenberg, Gnas, Kirchbach, Heiligenkreuz, Haasmannstätten im Murtal nordwärts unter pontische Sedimente hinabsinken. Südwärts und westwärts der Linie reichen sie bis zu dem knieförmig umbiegenden Murlauf heran.

Daß diese sarmatischen Schichten der mittleren (und unteren) Abteilung angehören, geht aus ihrer Fauna, Facies des Sediments und räumlichen Verbreitung hervor.

Während im Bereiche der obersarmatischen Schichten bei Gleichenberg und weiterer Umgebung, bei Radkersburg im Süden und Hartberg im Norden etc. Kalkbänke (Oolithkalke, Spirorbiskalke, Bivalven und Gastropodenkalke etc.) in mehreren hundert Steinbrüchen abgebaut werden, ist in der mehr als 30 km ausgedehnten sarmatischen Region vom Eruptivgebiet bis zur Mur keine Spur eines Kalkvorkommens bekannt. Dagegen sind hier die für mittelsarmatische Schichten bezeichnenden Mergel und Sande entwickelt. Gegen Osten hängt die Region übrigens mit der von mir als „mittelsarmatisch“ erkannten Region im südlichen Eruptivgebiet zusammen.

Was die Fauna anbelangt, die diese Region geliefert hat, so stimmt sie mit der „mittelsarmatischen“ des Eruptivgebietes überein. Meist sind es dünnchalige Formen und Conchylienabdrücke, die hier angetroffen wurden.

Es fehlen alle für obersarmatische Schichten bezeichnenden Formen. (Kein *Cardium Jammense*, keine großen Mactren [cf. *ponderosa*, cf. *caspia* etc.], keine dickschaligen Tapesformen, keine Cerithien der Gruppe *Hartbergense* und *Gamlitzense* etc. wurden hier angetroffen.)

Hoernes²⁾, der dieses Gebiet auf Exkursionen durchstreifte, hat auf die eigentümliche Cardienfacies aufmerksam gemacht. Die von ihm als dem *Cardium Abichi* nahestehend bezeichneten Formen gehören wahrscheinlich dem *C. Barboti* an. Dieses Leitfossil mittelsarmatischer Schichten ist aus dieser Gegend an vielen Punkten, und zwar auch in den hangendsten Partien (zum Beispiel am Fernitzberg) bekannt geworden.

Ich betrachte es demnach als erwiesen, daß auf eine Erstreckung von mehr als 30 km mittelsarmatische (und untersarmatische) Sedimente das weite Hügelland aufbauen, welches sich östlich der Murlinie Wildon—Spielfeld bis zur Grenze ausbreitet und das von den N—S verlaufenden Tälern der Schwarzau, Saß, Stiefing, Gnas und Sulz etc. durchschnitten wird.

¹⁾ Loc. cit.

²⁾ R. Hoernes, loc. cit., Mitt. d. naturw. Vereines f. Steierm. 1878. — K. Fabian, loc. cit.

Im östlichen Teil konnte ich am Rücken, der die Ortschaft Straden trägt (rechtes Ufer des Sulzbaches), erkennen, daß sich an dessen Aufbau vorwiegend mittelsarmatische Mergel beteiligen, die mit Sanden wechsellagern und eine Lage groben Schotters aufweisen.

Prof. Hilber¹⁾ hat sarmatische Mergel mit *Cardium* und *Modiola* NO von St. Georgen (Wildon O) aufgefunden, ferner *Modiola marginata* und Anneliden im Bach, der von Kurzragnitz zur Stiefing führt, entdeckt. Hoernes und Hilber²⁾ haben bei Ortschaft Pichla einen sarmatischen Tegel mit Austern wahrgenommen, der auf den Höhen östlich des Ortes zu finden ist und daher gegenüber den tieferliegenden Tegeln ein höheres Niveau einnimmt. Vielleicht liegt hier derselbe Horizont vor, in dem weiter östlich bei Trautmannsdorf (Gleichenberg W), am Buchberge (NO-Ecke des Klöcher Massivs) und bei Gruisla (SO-Ecke desselben) eine Tegellage mit *Ostrea Gingensis* zutage tritt. An diesen Punkten nehmen Austernbänke ein ziemlich hangendes Niveau der mittelsarmatischen Stufe ein. Gegen Nord sinken diese Bildungen, wie angegeben, zwischen St. Anna am Aigen und Gnas unter obersarmatische, zwischen Gnas, Kirchbach, Hl. Kreuz und Hausmannstätten unter pontische Sedimente hinab. In der Nähe des letztgenannten Ortes konnte ich bei Fernitz (O des Ortes, Fahrweg) Sande mit *Cerithium mitrale* wahrnehmen, die mit Steinmergeln und tonigen Sedimenten wechsellagern.

Im Hangenden dieser aus Schiefertönen, Tegeln, Lehmen, Mergeln und Sanden bestehenden Schichtfolge konnte Hoernes Cardienmergel auffinden³⁾, welcher mit dem mittelsarmatischen Leitfossil *C. cf. Barboti* (nach Identifizierung der in der Universitätsammlung in Graz aufbewahrten Stücke) erfüllt ist.

Ebenso fanden sich hier, wie in den mittelsarmatischen Schichten des Ostens, große *Modiola marginata*-Formen und die durch ihre dreieckige Gestalt ausgezeichnete Ervilienvarietät.

Auch von Hausmannstätten erliegen in der Sammlung Mergel mit dünnchaligen *Modiola marginata*- und *Cardium cf. Barboti*-Formen, von Klein-Felgitsch typisch mittelsarmatische Cardien und Trochus führende Mergel.

In der Sammlung des Joanneums finden sich Mergelgesteine von mittelsarmatischem Habitus von Pichla (St. Georgen a. d. Stiefing N) *Modiola marginata* führende Gesteine von Frannacherberg (St. Georgen a. d. Stiefing NO) vor. Bei Klein-Feiting (St. Georgen a. d. Stiefing N) wurden Sande mit dünnchaligen Bullen, Trochus und Buccinumformen gesammelt, während östlich des Ortes Tonmergel mit Cardien, *Modiola marginata*, Tapes und Trochus, in durchweg zarten Formen aufgefunden wurden. Diese für mittelsarmatische Schichten bezeichnenden Faunenvergesellschaftungen wiesen auch hier wieder die in den gleichen Ablagerungen des Eruptivgebiets bemerkten bandartigen Streifen, mit Foraminiferen und Muschelbrut erfüllt, auf.

¹⁾ V. Hilber, loc. cit.

²⁾ R. Hoernes u. V. Hilber, Sarmatische Schichten etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 225.

³⁾ R. Hoernes, loc. cit. Mitt. des naturw. Vereines f. Steierm. 1878.

Ich gelange nunmehr zur Besprechung der Schichtfolge, welche ich in der Umgebung von Gnas (Gleichenberg West) zu beobachten Gelegenheit hatte und welche einer genauen Untersuchung unterzogen wurde. Die Profile lassen hier wieder mit großer Deutlichkeit die Abtrennung der obersarmatischen von den tieferen (mittelsarmatischen) Schichten erkennen. Die reichlich Oolithkalke führenden, eine ganz charakteristische Fauna aufweisenden obersarmatischen Schichten sind nur auf den höheren Erhebungen östlich von Gnas (besonders dem Eberndorfer Berg bei Kote 366) sichtbar. Die tieferen Teile der Gehänge sind von sandigtegeligen Sedimenten erbaut, welche nur geringmächtige Kalkmergel und Mergelkalke enthalten. In einer Grube oberhalb des Marktes Gnas (östlich) fand ich am Waldrande einen Wechsel von fossilileren, ungeschichteten Sanden mit fossilführenden, tonigbröckligen Sanden und Kalksandem aufgeschlossen.

Ich fand hier

Cardium plicatum Eichw. (dünnchalige Form)
Cardium cf. obsoletum Eichw.
Tapes sp.
Trochus cf. pictus.

Der Aufstieg von Gnas gegen NNO läßt am Hohlwege zuerst graugrüne tegelige Lagen, sodann eine Einlagerung einer einige Zentimeter mächtigen Ervilienkalklage, hierauf einige Meter im Hangenden derselben einen Kalkmergel mit Cardien und Tapessteinkernen erkennen.

Im Hangenden dieser Schichtgruppe sind sandige Mergel in einem verlassenen Steinbruch sichtbar, eine wohl nicht mächtige kalkige Schicht mit *C. cf. obsoletum*, *C. cf. plicatum* und *Ervilia podolica* überlagernd.

Im Mergel fanden sich:

Ervilia podolica Eichw.
Modiola marginata Eichw.
Tapes gregaria Partsch
Cardium cf. plicatum
Cardium cf. obsoletum
Mactra sp.
Trochus sp.

Das reichliche Auftreten von *Ervilia podolica*, welche ich im benachbarten südlichen Eruptivgebiet nur in tieferen sarmatischen Schichten und dort lokal sehr häufig antraf, das Erscheinen sogar kalkiger Lagen, von dieser Muschel aufgebaut, bestätigen die Annahme eines tiefersarmatischen (mittelsarmatischen) Alters für diese Bildungen.

Die vielfach Cerithien führenden Lagen, welche man im Hohlweg, der SW von Gnas auf den Rücken führt, beobachten kann, enthalten jene Varietät von *Cerithium rubiginosum* Eichw., die ich in den „tieferen“ sarmatischen Schichten im südlichen „Eruptivgebiet“ antraf und die ich dem *Cerithium Comperei* Orb. nahestehend deutete.

Ich glaube somit gezeigt zu haben, daß das Gebiet¹⁾ zwischen dem Gleichenberger Eruptivgebiet und der Mur zwischen Fernitz—Spiel-feld ausschließlich von der sarmatischen Stufe, und zwar vorzüglich von der mittelsarmatischen Abteilung aufgebaut wird. Die westlichsten Partien der obersarmatischen Schichtgruppe lassen sich bei Gnas und Prädiberg beobachten.

Das westlichste Verbreitungsgebiet mittelsarmatischer Schichten Steiermarks liegt in dem Becken von Thal, westlich von Graz. Es sind die bei Waldhof, Winkel und Ober-Büchel auftretenden Sedimente, die durch Hilbers Studien eine genaue faunistische Darstellung erfahren haben. Sowohl die liegenden, tegeligen Sedimente als die hangenden Kalkmergel (Ober-Büchel) entsprechen wahrscheinlich der tieferen (unter und mittel) sarmatischen Stufe. Bei Waldhof²⁾ treten wieder jene für mittelsarmatisch bezeichnende *Fragilia fragilis* zu Tage. Ebenso ist wahrscheinlich dasselbe *Cardium n. sp.* verbreitet, welches in Oststeiermark nur in mittelsarmatischen Sedimenten angetroffen wurde. Im übrigen erscheint die Fauna nach Hilber besonders aus Hydrobien, Mohrensternien, Phasianellen, kleine Trochusformen, Cerithien, Buccinum, Murex etc. zusammengesetzt.

Wie ich mich überzeugen konnte, treten in den Gräben bei Waldhof ebenfalls keine den obersarmatischen vergleichbaren Sedimente zutage, womit der völlige Mangel der für diese Abteilung bezeichnenden Fossilien übereinstimmt. Der große Fossilreichtum und das starke Hervortreten brackischer Formen (Hydrobien, Mohrensternien, Rissoen, Phasianellen etc.) entspricht der Bildung in einer kleinen, randlichen, abgeschlossenen Bucht des unter und mittelsarmatischen Meeres. Der Rücken des „Plabutsch“ (Graz W) hat den Zusammenhang dieses Beckens mit dem benachbarten östlichen Verbreitungsgebiet behindert. Die Verbindung dieses Meeres kann nur südwärts dieses paläozoischen Rückens, in der heute durch die Anschwemmungen der Mur und jüngere Schotterbildungen eingenommenen Region (bei Dobl) sich befunden haben.

Wenn man die Ausbildung der mittelsarmatischen Schichten in dem besprochenen Raum überblickt, so lassen sich gewisse Faciesänderungen zwischen Ost und West erkennen.

Es hat sich gezeigt, daß die im Eruptivgebiet so verbreiteten mittelsarmatischen Mergel gegen West (Profil des Fernitzberges Graz S), wenn auch keineswegs verschwinden, so doch stark zurücktreten.

Es nehmen gegenüber den Mergeln die sandigen, tonig-schief-rigen Sedimente stark überhand, die nur mehr spärliche Mergel oder Kalkmergelbänke enthalten. (Fernitz, Fernitzberg, Winkel und Ober-Büchel.)

Mit dieser Faciesänderung geht insofern eine Änderung in der Fauna Hand in Hand, als einerseits die auf die Mergelfacies beschränkten *Cardium cf. Barboti*-Formen im Westen nur mehr in den spärlichen

¹⁾ Südlich der Linie St. Anna—Gleichenberg—Prädiberg—Fernitz bei Graz.

²⁾ R. Hornes, loc. cit. Mitt. des naturw. Vereins für Steierm. 1878. — V. Hilber, Mitt. des naturw. Vereins für Steierm. 1896. Graz 1897. Die sarmatischen Schichten von Waldhof bei Wetzelsdorf.

Mergelzwischenlagen erscheinen, während anderseits hier die reichlich verbreiteten sandig tonigen Sedimente sich mit Cerithien bevölkern, welche ich im Eruptivgebiete nicht nachweisen konnte. (In „mittelsarmatischen“ Schichten.) Die durch besondere Entstehungsweise ausgezeichneten lagunären Bildungen von Waldhof zeigen einen besonderen Arten- und Individuenreichtum. Sie erscheinen auch hier durch Auftreten mittelsarmatischer Leitformen (*Fragilia fragilis*¹⁾, *Cardium n. sp.* gekennzeichnet.

Überblick über die Verbreitung der tieferen sarmatischen Schichten.

Ein Überblick über die Verbreitung der tieferen sarmatischen (unter- und mittelsarmatischen) Schichten zeigt, daß deren Strandlinie von den Windischen Büheln in NW-Richtung über Mureck nach St. Georgen bei Wildon verlief. In gleicher Richtung erstreckte sie sich von hier über die Gegend westlich von Dobl und mochte nicht unweit von Rein (Graz NW) den Grundgebirgsrand erreicht haben. Hier lag eine durch den Plabutschzug vom übrigen Meer getrennte kleine Bucht. (Taf. XXI.)

Bei Graz scheinen tiefere sarmatische Sedimente im Untergrunde der Stadt verbreitet zu sein. Ostwärts der Stadt folgte die Grenze annähernd dem Verlauf des heutigen Grundgebirgsrandes, in dem sarmatische (wahrscheinlich tiefsarmatische) Schichten bei Niederschöckel und in der Umgebung von Weiz dem alten Untergrunde aufgelagert angetroffen wurden.

Gegen Osten bildete die Hartbergerscholle eine Barre.

Die noch östlicher gelegene Pinkafelder Bucht trägt, wie es scheint, ebenfalls keine tiefsarmatischen Sedimente. Die östliche Erhebungsreihe Sulz-Günser Horst läßt keine sarmatischen Sedimente in ihrer Umrandung erkennen. Dieser Scholle dürfte auch noch die Gegend der „Stadt und Langberge“ bei Fürstenfeld (Tuffgebiet) in tiefsarmatischer Zeit angegliedert gewesen sein, da hier trotz genauer Untersuchung der zahlreichen Tuffeinschlüsse aus dem Untergrunde bloß paläozoische, obersarmatische und pontische Fragmente zu erkennen waren.

Dagegen nähert man sich südlich von Fürstenfeld dem Verbreitungsgebiete des tiefsarmatischen Meeres. Seine Absätze treten schon am Südabfall des Gleichenberger Trachytmassivs und in dem weiten, von mir genauer studierten südlichen Eruptivgebiete zutage. Die sich hier erhebende Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen“ ragte in untersarmatischer Zeit nur wenig, in mittelsarmatischer nur mehr in sehr geringem Ausmaß über den Spiegel des Meeres. Ebenso bildete das Trachytmassiv eine wenig ausgedehnte Aufragung älteren Gesteins.

Westlich und nordwestlich vom Eruptivgebiete breitete sich das Meer bis an die früher angegebene Begrenzungslinie aus.

¹⁾ Nach einigen in der Sammlung des geologischen Instituts der Universität Graz aufbewahrten Handstücken.

Östlich des Eruptivgebiets kommunizierte es in der zwischen der Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen“ und dem Südrande der paläozoischen Erhebungszone „Güns-Sulz“ gelegenen Region mit dem panonischen Becken.

Gegen Süden schließlich stand es in dem Raume Mureck-Radkersburg mit dem Verbreitungsgebiete sarmatischer Schichten in den Windischen Büheln in offenem Zusammenhang.

Das Meer bedeckte also im großen und ganzen einen zentralen Teil der mittelsteirischen Bucht. Westlich ließ es die Sausalbucht, nordöstlich und östlich hingegen die Hartberger Scholle¹⁾, die Pinkfelder Bucht und die Erhebungsreihe „Güns-Sulz“ unbenetzt.

Daß tektonische Bewegungen den Rahmen für diese Verbreitung vorgezeichnet haben, wurde anfänglich dargelegt.

15. Kapitel.

Störungen nach Ablagerung der tieferen sarmatischen Schichten.

Die obersarmatische Stufe läßt gegenüber den beiden tieferen Abteilungen einen bedeutend geänderten Umriß in der Verbreitung erkennen.

Ein ausgedehntes, bisher vom Meer bedecktes Gebiet wurde der Festlandszone angegliedert; anderen Orts ist wieder eine Transgression in der mittelsteirischen Bucht nachweisbar.

Wie schon ausgeführt wurde, sind die obersarmatischen Schichten im Bereiche des Eruptivgebiets von Gleichenberg als unmittelbare Küstenbildungen entwickelt. Während unter dem nördlichen Teil der Basaltdecke des Hochstraden noch die randlichsten Partien dieser Meeresablagerungen erhalten sind, fehlen diese bereits unter den mittleren und südlichen Partien derselben. Die Eruptivmassen lagern dort unmittelbar auf mittelsarmatischen Schichten. Man steht hier bereits im Bereiche der obersarmatischen Festlandszone²⁾. Dieser meerfreien Region war auch der ganze westlich des Eruptivgebiets bis zur Murebene bei Wildon gelegene Raum angegliedert. Denn wie schon angegeben wurde, sind in diesem keine obersarmatischen Sedimente bekannt.

Die obersarmatische Stufe fehlt aber auch in dem an letztere Region nördlich angrenzenden, bis an den Alpenrand zwischen Graz und Weiz sich erstreckenden Raum. Er wird ebenfalls, wie es scheint, von tiefsarmatischen (und pontischen) Schichten eingenommen, welche erstere aber nur selten aus der pontischen Decke hervortreten. Das obersarmatische Meer scheint die Linie Radkersburg, St. Anna am Aigen, Gnas (Gleichenberg W), Kirchberg an der Raab, Gleisdorf—Weiz gegen W, resp. SW, nicht weit überschritten zu haben. (Taf. XXI u. Textfigur 4.)

¹⁾ Vielleicht sind an der Basis der obersarmatischen Schichtfolge bei Rohrbach (SW von Friedberg) noch tiefsarmatische Schichten entwickelt. Hilber erwähnt von dort *Fragilia aff. fragilis*.

²⁾ A. Winkler, loc. cit. pag. 451.

Östlich der angegebenen Begrenzung stellen sich in den Windischen Büheln, in dem Eruptivgebiet und in der Gleisdorfer Gegend typische obersarmatische Sedimente ein.

In der obersarmatischen Zeit war also dem kontinentalen Westrand der Grazer Bucht ein zirka 30 km breiter Saum des in der tieferen Abteilung vom Meer bedeckten Gebietes angegliedert.

Diese trockengelegte Region besaß im nördlichen Eruptivgebiet einen Vorsprung gegen Osten in das obersarmatische Meer.

Der Regression im südwestlichen und westlichen Teil der mittelsteirischen Bucht steht der entgegengesetzte Vorgang in den nordöstlichen Regionen gegenüber.

Im Bereiche der ausgedehnten Scholle von Hartberg, an der ich keine unter- und mittelsarmatischen Sedimente sah, treten obersarmatische Bildungen unmittelbar über dem Grundgebirge transgredierend zutage.

Auch in dem südlich davon gelegenen Gebiet von Fürstenfeld (Stadt und Langberge) scheinen nach den Einschlüssen im Basaltuff zu urteilen obersarmatische Schichten unmittelbar über das Grundgebirge überzugreifen. In jener schon oft erwähnten Festlandszone, die das mittelsteirische Becken im Osten begrenzt und sich durch die Schieferinselreihe „Sulz—Güns“ markiert, treten auch „keine“ obersarmatischen Bildungen zutage. Diese alte Barre bestand also auch noch in dieser Epoche.

Die Regression des obersarmatischen Meeres im Westen und Südwesten und die Transgression desselben im Nordosten läßt vermuten, daß tektonische Erscheinungen den Wechsel in der Verbreitung hervorgerufen haben. Betrachtet man die Höhenlage, welche die sarmatischen Sedimente im Bereiche der im SW der Grazer Bucht gelegenen, obersarmatischen Festlandszone erreichen, so erkennt man ein Hinanreichen dieser Bildungen bis über 500 m. (Z. B. am mittleren Hochstradenzug südlich von Gleichenberg.) Im Gebiete „der Gräben“ läßt sich ein durchschnittliches Ansteigen der mittelsarmatischen Sedimente bis zirka 450 m Seehöhe erkennen. In der westlich anschließenden Region des Sausals erreichen gleichzeitig die Leithakalke am Buchkogel eine Höhe von 551 m.

Die Untersuchungen im Wiener Becken haben eine Strandhöhe der marinen Bildungen von zirka 500 m, eine Höhenlage des sarmatischen Wasserspiegels von höchstens nur 400 m ergeben¹⁾.

Wenn man diesen im Wiener Becken ermittelten Werten ein größeres Gewicht beilegen darf, da sie sich auf ein in jüngerer Zeit wenig gestörtes Gebiet beziehen, so wird man die Höhenlage der mediterranen und tiefsarmatischen Sedimente in Mittelsteiermark auf tektonische Ursachen zurückführen müssen.

Eine Hebung (etwa im Ausmaß von 80—100 m) im südlichen und westlichen Teil der Grazer Bucht vermag die Höhenlage dieser Bildungen und die Regression des obersarmatischen Meeres zu erklären.

¹⁾ H. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken etc. Geogr. Abhandl. Bd. VIII, pag. 197. — F. X. Schaffer, Geol. Führer für Exkursionen im inneralpinen Wiener Becken. II. Teil, pag. 89—90.

Eine Senkung im nordöstlichen Teil des Beckens macht hingegen das Übergreifen obersarmatischer Sedimente in der Hartberger Scholle auf das Grundgebirge verständlich.

Das Auftreten der Hebung ist um so interessanter, als es zeitlich mit einer starken, selbst Faltungen erzeugenden Störungsphase in Untersteiermark und Krain zusammenfällt.

Auch dort hat dieselbe eine Regression des obersarmatischen Meeres hervorgerufen. Denn, wie ich noch später nachweisen werde, sind in dem größten Teil von Untersteiermark und Krain vornehmlich tiefsarmatische (unter- und mittelsarmatische) Sedimente entwickelt. Es erscheint ganz natürlich, daß jene große tektonische Bewegung, die zirka 30 km südlich der „gehobenen“ mittelsteirischen Scholle die sarmatischen Schichten bei Maxau steil aufgerichtet und selbst überkippt hat und unweit davon die Leithakalke des Donatiberges bis zur Höhe von 800 m aufrichtete¹⁾, sich in der Nachbarregion in einer geringen Hebung äußerte.

Auf die Gleichzeitigkeit der tektonischen Bewegungen in Mittel- und Untersteiermark habe ich bereits in einer vorläufigen Mitteilung hingewiesen.

Die Verbreitung des obersarmatischen Meeres zeigt somit an, daß gegenüber dem unter- und mittelsarmatischen eine Verschiebung der Lage in der Richtung nach Nordost stattgefunden hat. Die Senkung, welche der Ausbreitung des Meeres nach dieser Richtung vorangegangen ist, fügt sich wieder in das System der nach NNO fortschreitenden Einbrüche in der mittelsteirischen Bucht ein.

Es erübrigt noch, einer interessanten Erscheinung Erwähnung zu tun. Schon lange sind in der Gegend von Graz, am Abfall des Schöckls, hochgelegene Schotterreste bekannt. Hilber hat sie in der „Taltreppe“²⁾ betitelten Arbeit neuerdings besprochen und ihre Auflagerung auf die höchste im Grazer Gebiet mit Sicherheit kennbare „Flur“ I. beschrieben. Sie liegen in Höhen von 694 m am „Kalkleitenmöstl“, in Höhen von 680 m bei Rinegg. Es bestehen meiner Ansicht nach gewichtige Bedenken, diese Schotter mit den Belvedereschichten zu parallelisieren, da, wie auch Hilber angibt, die letzteren entsprechende Fauna erst in Fundpunkten angetroffen wurde, die um 100 m tiefer liegen. Da die Belvedereschotter nur bis rund 580 m Höhe hinaufreichen, liegen nicht genügend Anhaltspunkte vor, um eine Zuschüttung des Grazer Beckens bis zu zirka 700 m Höhe annehmen zu können.

Das Sausalgebiet, wo gegenwärtig der Buchkogel eine Höhe von 551 m erreicht und wo Terrassen im Schiefergebiet deutlich in Höhen von rund 565 m (K. 561, K. 564, 568, 567) entwickelt sind, läßt durch das Auftreten hochgelegener Schottergerölle (über Leithakalk) vermuten, daß einst eine einheitliche Fläche sich im Bereiche desselben und bis an den Alpenrand hin ausgebreitet hat.

¹⁾ Siehe hierüber R. Hörnes, Bau und Bild pag. 935—936. — Ders., Die Donatibruchlinie, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 67. — D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 639—640. — F. Teller, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Pragerhof—Windisch-Feistritz.

²⁾ V. Hilber, Taltreppe. Graz 1912. Selbstverlag.

Bei Annahme einer mäßigen Abtragung und in Berücksichtigung der Terrassenhöhe von 550—600 *m* dürfte man geneigt sein, dort Reste einer alten Niveaufläche in dieser Höhe anzunehmen. Rechnet man die Schotterrelikte und Niveauflächen im Sausal, sowie jene am Nordrand des Grazer Beckens (Kalkleitenmöstl etc.) dem tieferen Sarmat zu und denkt man sich die am Nordrand der Grazer Bucht gelegene Scholle, welche die genannten Schotterbildungen trägt, vorobersarmatisch noch um zirka 100 *m* höher gehoben als das angrenzende Tertiärbecken, so wäre das Auftreten der 680—690 *m* hoch gelegenen Terrassen und Schotterreste erklärt.

Den genauen Untersuchungen von Dr. F. Heritsch¹⁾ ist der wichtige Nachweis zu danken, daß der Südrand des Grazer Paläozoikums von einem System von Staffelbrüchen durchsetzt ist.

Die Frage, inwieweit an diesen Linien noch jüngere, sarmatisch-pontische Bewegungen stattgefunden haben, scheint mir noch nicht genügend geklärt zu sein. Vielleicht wird sich auch hier ein Zusammenhang zwischen den im Paläozoikum kennbaren Brüchen und der Verbreitung des Miocäns ergeben. Immerhin wird man der Ansicht von Dr. F. Heritsch beipflichten müssen, daß der Südrand des Grazer Paläozoikums vorzüglich durch vormediterrane Bewegungen entstanden ist.

Wir erhalten so vielleicht für das tiefere Sarmat eine Niveaufläche, die durch die obersarmatische Hebung in eine Höhe von rund 500 *m* im Eruptivgebiet in Oststeier, in rund 600 *m* im Sausal und in 680 *m* in der Gegend bei Graz gebracht wurde. Daß das mit pontischen und Belderesedimenten erfüllte Becken, das sich zwischen das Gebiet der „Gräben“ und den Alpenrand „Graz—Weiz“ einschaltet, eine jüngere Bruchzone darstellt und nicht gegen die angenommene, einheitliche Aufschüttungsfläche spricht, werde ich später zu erweisen trachten.

16. Kapitel.

Die obersarmatischen Schichten.

Die obersarmatischen Schichten unterscheiden sich von den tieferen durch die Mannigfaltigkeit ihrer faciiellen Entwicklung. Das vorherrschende Sediment stellen Sande dar, teils in feintoniger, teils in grobschottriger Ausbildung entwickelt. Meist sind sie von fossilreichen Lagen dickschaliger Mollusken durchzogen.

Schiefrige Sande und Pflanzenreste führende, fette Schiefertone wechsellagern mit diesen. Ausgedehnte Mergelkomplexe treten besonders im Hangenden der Schichtfolge hervor. Es durchziehen zirka fünf 1—4 *m* mächtige Kalkflöze die obersarmatischen Sedimente, denen sich noch mehrere lokal begrenzte und unbedeutende Kalkschmitzen zugesellen. Die Kalke erscheinen von Kalkmergeln (Steinmergeln) und Kalksandsteinen häufig im Hangend und Liegend begleitet. Schließlich ist das Auftreten von Tegellagen, Lumachellebänken, Muschel- und Cerithiengrus erwähnenswert.

¹⁾ Dr. F. Heritsch, Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. Mitteil. des naturw. Vereins für Steierm. Graz 1906.

Die Verteilung dieser Sedimente in vertikaler Hinsicht tritt an den von mir begangenen Profilen etwa in folgender Weise zutage¹⁾: Über dem basalen, meist als Cerithienagglomerat ausgebildeten Kalkzug (I) lagern tiefgrüne Tegel, die nach oben in feine Sande übergehen. Letztere enthalten zwei Einlagerungen von mehrere Meter mächtigen und konstant verfolgbaren Peneropliskalken. Sie besitzen oolithische Struktur. Das gesteinsbildende Auftreten von *Peneroplis pertusus*, welche Bestimmung ich der Freundlichkeit Herrn Dr. R. Schuberts verdanke, ist interessant, da diese Form meines Wissens überhaupt noch nicht aus sarmatischen Schichten beschrieben wurde.

Im Hangenden dieser Kalke (II, III) erscheinen mehrere Meter mächtige tonige Sande mit reichlichen Cerithien- und Bivalvenlagen ausgebildet. Sie werden von einer teils als Spirorbiskalk, teils als Cerithien-, Tapes-, Cardienkalk ausgebildeten Schicht überlagert, die meist guterhaltene Schalen aufweist. (IV. Kalk.) Über dem IV. Kalk stellt sich nach einer dünnen Tegellage, die hauptsächlich Cardien enthält, ein konstant verfolgbarer Sandhorizont ein, der schottrige und tegelige Einlagerungen besitzt. Über diesen zirka 30 m mächtigen Sedimenten folgt eine teils als Spirorbis, teils als Gastropoden-Bivalvenabdrücke führender Kalk ausgebildete Schicht. Häufig ist diese durch Übergang mit Kalksandsteinen und Kalkmergeln verbunden.

In ihr konnte ich mehrerenorts typisch ausgebildete Fließwülste bemerken. Eine Wechsellagerung von Mergeln, Schiefertönen und Sanden in fossilärmer Ausbildung schließt die sarmatische Schichtfolge ab.

Die beschriebene Schichtserie ließ sich an zahlreichen Profilen im Eruptivgebiet von Gleichenberg erkennen. Immerhin erfährt sie auch dort mit Annäherung oder Entfernung von der Strandlinie des obersarmatischen Meeres Modifikationen.

Die Fauna der obersarmatischen Schichten im Eruptivgebiete zeichnet sich durch das Auftreten dickschaliger Organismen aus. Insbesondere sind es Cerithien (*Potamides*), welche häufig gesteinsbildend auftreten oder im Sande Bänke erfüllen. *Potamides mitralis* und *Cer. rubiginosum* treten in zahllosen Individuen in diesen Schichten auf.

In geringerer Anzahl sind *Potamides disiunctus*, *Hartbergensis* und *Gamlitzensis* verbreitet.

Die Trochus-Formen sind insbesondere durch *Trochus podolicus*, *Poppelacki* und *pictus* vertreten.

Unter den Bivalven zeichnet sich die dickschalige *Tapes gregaria* durch Häufigkeit aus.

Die Cardien gehören teils dem durch breite, abgeplattete Rippen ausgezeichneten Typus des *Cardium Jammense Hilber*, teils dem *C. cf. plicatum*, teils dem *C. obsoletum* an.

Außerdem fanden sich in höheren Lagen Cardienformen, die zu dem *C. coniungens* (aus pontischen Schichten) hinüberzuführen scheinen und die auch in den hangenden sarmatischen Schichten von Wiesen (Ödenburger Komitat) vorkommen. (Exemplare in der Grazer Universitätsammlung.)

¹⁾ Siehe A. Winkler, loc. cit. pag. 449.

Die Mactren sind durch viele große, stellenweise fast Faustgröße erreichende Formen vertreten. Es konnte *M. ponderosa* (nach Andrussow¹⁾ als *M. Vitaliana* var. *ponderosa* zu bezeichnen) aufgefunden werden. Der abweichende Typus der *M. podolica* M. H. (non Eichwald), wie sie am häufigsten im Wiener Becken sich findet (= nach Andrussow²⁾ *M. Vitaliana* var. *Vitaliana*) sowie eine der *M. Bigogniana* Orb. ähnliche Form fand sich in den ober-sarmatischen Sedimenten. Schließlich traf ich kleine, gleichseitige Formen, die der *M. caspia* Eichw. nahestehen. Alle erwähnten Mactrenformen wurden nie in tieferen sarmatischen Schichten angetroffen.

Donax lucida, *Solen subfragilis*, *Modiola volhynica*, seltene *Modiola marginata*-Formen, *Buccinum duplicatum* etc. vervollständigen das Bild der Fauna.

Diese gleichartig ausgebildete Fauna hat sich nicht nur in dem Gleichenberger Eruptivgebiet und angrenzenden Windischen Büheln beobachten lassen, sondern tritt ebenso in der Hartberger³⁾ und Gleisdorfer⁴⁾ Gegend zutage, in welchen Regionen die ober-sarmatischen Schichten ihre Hauptverbreitung besitzen.

Die Fauna der ober-sarmatischen Schichten stellt eine typische Strandfauna dar. Der ungeheure Reichtum an Cerithien und das Auftreten von *Modiola volhynica*, welche letztere nach Andrussow stets an Küstennähe gebunden ist, zeigen dies an. Die Dickschaligkeit der Organismen, die oft zu Grus zerriebenen Molluskenschalen und die Korrosion an Schichtbänken zeigen die Bildung in einem seichten, lebhafter Wasserbewegung ausgesetzten Becken an; und zwar war es jedenfalls nicht die durch Grundströmungen bewirkte Bewegung des Sediments, welche sich hier geltend machte, sondern der unmittelbare Einfluß der oberflächlichen Wellenbewegung.

Der Einfluß der Küstennähe äußert sich auch hier in den stellenweise eingeschalteten, Blatt- und Schilffreste führenden Lagen sowie den selten wahrnehmbaren Einschaltungen von Brack- oder Süßwasserorganismen (Hydrobien, Limnaeus, Helix), die wohl auf Wasserpflanzen lebten und nachträglich zu Boden sanken.

Als wichtiger Beweis für die unmittelbare Strandnatur der Ablagerungen im Eruptivgebiet ist die Abnahme der Schichtmächtigkeit mit Annäherung an die Küstenlinie zu betrachten. Während entfernter von derselben die Kalkbänke durch eine ziemlich konstante Lage von Sand und Tegel getrennt erscheinen, erkennt man bei Annäherung an die unmittelbare Küstenlinie eine auffallende Reduzierung in der Mächtigkeit des Zwischenmittels. Die Kalkbänke III und IV, die sonst 7—8 m Zwischenmittel an zahlreichen Profilen erkennen ließen, zeigten nahe der Küstenlinie bloß mehrere Zentimeter trennendes Material.

¹⁾ N. Andrussow, Verh. d. kais. russ. mineral. Gesellschaft zu St. Petersburg, II. Serie, 39. Bd., 1902, pag. 366.

²⁾ Loc. cit.

³⁾ V. Hilber, Das Tertiärgebiet von Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893.

⁴⁾ V. Hilber, Das Tertiärgebiet von Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894.

Das Auskeilen der Sedimente gegen den Strand weist darauf hin, daß das Fehlen der obersarmatischen Sedimente dort, wo die mittelarmatischen Schichten zutage treten, tatsächlich eine primäre Erscheinung darstellt und „nicht“ etwa durch nachträgliche Erosion bedingt ist.

Schließlich sei noch erwähnt, daß die Basaltdecke des Hochstraden (pontisch) in gleicher Weise ober- und mittelsarmatische Schichten überlagert, da sie teils den im Obersarmat vom Meer bedeckten Raum, teils die angrenzende Küstenzone überfloß. Es war also auch im Pontikum jenseits der angenommenen Strandlinie keine Überlagerung der obersarmatischen auf die mittelsarmatischen Bildungen vorhanden. Vielmehr lassen die Erscheinungen im großen wie die Detailbeobachtungen erkennen, daß die obersarmatische Stufe westlich, respektive südwestlich des Gleichenberger Eruptivgebietes durch eine Regression gekennzeichnet war. Als Ursache derselben haben wir schon früher eine Hebung in Betracht gezogen.

Der Salzgehalt des obersarmatischen Meeres scheint bedeutender gewesen zu sein, als der der beiden tieferen Stufen. Denn nach Andrussow ist das Auftreten oolithischer Bildungen durch eine Konzentration des Salzgehaltes bedingt. Das reiche Auftreten der marinen Organismen, die relativ große Anzahl an Arten und Gattungen, die das obersarmatische Becken bevölkern, erwecken den Eindruck der Bildung in einer mehr von marinen Einflüssen beherrschten Bucht. Auch das gesteinsbildende Auftreten von Foraminiferen, die selbst 4 m mächtige Bänke fast ausschließlich zusammensetzen, spricht für das Vorwiegen mariner Lebensbedingungen.

Die obersarmatischen Schichten des Eruptivgebietes sind als die Ausfüllung jenes Beckens anzusehen, das gegen West und Süd durch die gehobene Scholle des Gebietes „der Gräben“ begrenzt wird und das durch die Senkung der Hartberger Scholle eine Erweiterung gegen NO erfuhr.

Das grobe Sediment, welches vielfach in den obersarmatischen Schichten hervortritt, wie überhaupt die sandige Ausbildung seiner Schichten wird auf die durch die Hebung des Raudgebietes eingeleitete starke Denudation zurückzuführen sein. In den den V. Kalk begleitenden Kalksandsteinen könnte ich Fließwülste sehr verbreitet wahrnehmen. Es scheint in einer Schlußphase der obersarmatischen Zeit das Meeresbecken stellenweise soweit zugeschüttet gewesen zu sein, daß die oberflächliche Wasserbewegung im Sediment ihre Spuren zurückließ.

Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß unmittelbar über den Kalkbänken fast immer ein meist nur spärliche Cardien führender Tegel oder Schieferton sich ausbreitet. Es macht den Eindruck, als sei dem Wachstum der gesteinsbildenden Organismen (Peneropliden, Cerithien etc.) durch das vordringende schlammige Sediment ein Ende gesetzt worden; als hätte der Ton die reiche marine Fauna erstickt. Das Erscheinen der Kalkbänke hingegen wird meist durch sandige, fossilreiche Lagen eingeleitet.

Die gleichbleibende Mächtigkeit der Kalkbänke und ihre Konstanz auf Kilometer hin (besonders der Peneroplidenkalke) spricht für eine verhältnismäßig rasche Überflutung des Meeresbodens durch die vordringende marine Tierwelt.

Überblick über die Verbreitung der obersarmatischen Stufe.

Die obersarmatischen Schichten nehmen im Eruptivgebiet von Gleichenberg einen beträchtlichen Raum ein. Bezüglich der Details im südlichen Teil verweise ich auf meine Arbeit ¹⁾.

Die Sedimente lagern auf mittelsarmatischen Bildungen und tauchen östlich, respektive nordöstlich und nördlich unter jüngere, pontische Bildungen hinab. Die Auflagerungsgrenze auf erstere verläuft von Radkersburg über Klöch zum Kutschenitzatal und nach St. Anna am Aigen. Sie führt von hier über den Hochstraden nach Trauttmansdorf und Gnas (Gleichenberg WSW).

Entlang dieser Linie sind die obersarmatischen Sedimente in einem schmalen Streifen entwickelt.

Östlich von Klöch konnte ich die Schichten jenseits der ungarischen Grenze in dem Höhenzug zwischen Kutschenitzabach und dem Lendvatal studieren, wo sie bereits von Stoliczka im Jahre 1862 untersucht und bezüglich ihres Fossilinhaltes genauer beschrieben wurden ²⁾. Sie lassen noch die stratigraphische Fortsetzung von drei jener Kalkbänke erkennen, die ich 10—15 km nordwestwärts in der Gegend von St. Anna, auf meiner Karte zur Ausscheidung brachte. (Kalk II, III, V). Bezüglich ihrer reichen Fauna verweise ich auf Stoliczkas Angaben. In diesem Raume konnte ich die unmittelbare Auflagerung der obersarmatischen auf mittelsarmatische Sedimente und die Überlagerung ersterer durch fossilführenden Congerietegel erkennen. Um die Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen“ konnte ich in der Fortsetzung der von mir kartierten Gegend gegen Osten die fossilreiche obersarmatische Serie mit den gleichen Kalkhorizonten verfolgen. Mit Annäherung an das Paläozoikum nimmt die Schichtmächtigkeit ab, so daß stellenweise der höchste Kalkzug V, nur durch eine Lage untersarmatischer Tegel (und mittelsarmatischer Sande) geschieden, sich dem Grundgebirge anlagert.

Bei der Ortschaft Kapfenstein (St. Anna N, Gleichenberg W) sind die Kalkbänke bereits unter den Talboden (unter Pontikum) hinabgesunken. Im Basaltuff dieses Ortes finden sich jedoch emporgerissene Blöcke obersarmatischer Kalke.

Zwischen diesem Orte und Gleichenberg beobachtete ich bei Windisch-Kölldorf obersarmatische Mergel mit Cardien aus der Gruppe des Jammense.

Wir haben nun den bogenförmigen Verlauf der Strandlinie und der sich anschließenden, nur zirka 4 km breiten Zone obersarmatischer Schichten von Radkersburg bis nach Gleichenberg geschildert.

¹⁾ A. Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg, loc. cit. pag. 449—461.

²⁾ F. Stoliczka, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863. — Ders., Beiträge zur Fauna der Cerithien- und Inzersdorfer Schichten. Verh. d. zool.-botan. Gesellschaft 1862. XII., pag. 531.

Westlich des Kurortes erweitert sich das von diesen Sedimenten eingenommene Areal ein wenig im Umkreis der Ortschaften Trauttmannsdorf (Gleichenberg W), Poppendorf (Gleichenberg SW), Gnas und Maierdorf (Gleichenberg NW). Es sei nur hervorgehoben, daß schon von Sedgwick und Murchison¹⁾ bei Poppendorf ein Profil genau studiert wurde, das den Wechsel der Sande, Sandsteine, Kalksandsteine, Muschelkalke, Oolithkalke und Mergellagen, ferner den Reichtum an Cerithien, Modiola, Mactra, Trochus, Tapesformen etc. darstellt.

Die obersarmatischen Schichten reichen westwärts nicht wesentlich über Gnas hinaus. Sie lagern hier dem Mittelsarmat auf, das, wie erwähnt, gegen Süden und Westen bis zur Mur sich ausdehnt. Nach Norden tauchen die obersarmatischen Schichten unter die pontischen Gebilde hinab.

In dem Kalkbruch am Ebersdorferberg bei Gnas fand ich im Obersarmat folgendes Profil:

- 12 m Sande und sandige Schiefertone mit
Mactra sp., *Cardium obsoletum* und
cf. *plicatum*.
- 1·50 m toniger Sand.
Karrenartige Verwitterungslage mit
Helix sp.
- 1 m Cerithienkalksandstein.
- 1 m grauer Foraminiferenkalksandstein.
- 1·20 m reiner, oolithischer Foraminiferenkalk.

Im Kalk und Sand unmittelbar darüber fand sich:

- Cerithium rubiginosum* Eichw.
- Potam. mitralis* Eichw.
- Cardium* cf. *plicatum* Eichw.
- „ *obsoletum* Eichw.
- Murex sublavatus* Bast.
- Nerita* sp.
- Mactra* sp.

Die karrenartige Verwitterungslage im Hangenden des Kalkes zeigt an, daß lokal eine völlige Unterbrechung der Wasserbedeckung und Erosion eintrat, womit das Auftreten von *Helix* harmoniert. Dies ist weiters ein Anzeichen für den strandnahen Charakter dieser obersarmatischen Bildungen, deren Küstenlinie ja unmittelbar westlich von Gnas sich befunden haben muß.

Bei der Brücke von Unter-Giem (4 km Nord von Gleichenberg) trifft man in der Tiefe des Tales nochmals die abgesenkten sarmatischen Kalkbänke unter der pontischen Decke an, die von hier ab nordwärts nicht mehr zutage treten.

¹⁾ Sedgwick und Murchison, R. J. A Sketch of the Eastern Alps. London 1831. Die übrige Literatur ist zusammengefaßt in A. Winkler, loc. cit. pag. 407—410.

Westlich davon hat Professor Hörnes am Prädiberg¹⁾ über den hinabtauchenden obersarmatischen Spirorbiskalken, Oolithkalken, Muschelkalken und Modiolamergeln Congerientegel mit *Congeria ornithopsis* Brus.²⁾ nachgewiesen. An der Straße südlich von Prädibauer sind sehr fossilreiche, *Tapes* und *Cardien* führende obersarmatische Sedimente sichtbar.

Diese Verbreitzungszone obersarmatischer Sedimente erscheint gegen O und NO und N durch die auflagernden pontischen Schichten, gegen Westen und Südwesten durch die unter ersteren hervortretenden mittelsarmatischen Sedimente abgeschlossen. Nur gegen Süden findet eine Fortsetzung derselben über Radkersburg in die Windischen Büheln statt.

Schon Andraes³⁾ Profil läßt erkennen, daß bei Radkersburg die (obersarmatischen) Kalke den (mittelsarmatischen) Mergeln auflagern. (Pöllitsberg bei R. etc.). Die Kalkzüge lassen sich über St. Barbara nach St. Leonhard i. Windischen Büheln verfolgen, meist ganz ähnlich den obersarmatischen Bildungen des Eruptivgebietes in oolithischer Facies ausgebildet. Sie tauchen gegen SO unter die Congerientegel der Gegend von Friedau hinab⁴⁾.

Daß das weite pontische Hügelland zu beiden Seiten der Raab, welches sich nördlich und nordöstlich des Eruptivgebiets ausdehnt im Untergrunde die obersarmatischen Schichten durchziehen läßt, ergibt sich aus den Einschlüssen in den dort auftretenden Basaltuffvorkommen.

Von Kapfenstein wurden Kalkblöcke bereits erwähnt. Nördlich der Schieferinsel Neuhaus—St. Georgen (Kapfenstein O) konnte ich auf ungarischem Gebiete in den Tuffen von Neuhaus sehr zahlreiche Blöcke von *Cardien*-, *Cerithien*- und oolithischem Kalk auffinden, die schon Stoliczka beobachtete. Nördlich von Kapfenstein wurden in den Tuffen der „Wenigen“ *Cerithien*kalk von Andrae aufgefunden. Ich fand obersarmatische Kalkstücke im Tuff SW von Petersdorf. Aus dem Tuff von Bertholdstein (Pertlstein) im Raabtal zwischen Fehring und Feldbach liegen Stücke von *Cerithien*kalk vor, die außerdem *Maetra podolica*, *Cardium obsoletum*, *Tapes* etc. enthalten. Der Tuff von Unter-Weißenbach (Feldbach W) schließlich enthält ebenfalls *Cerithien*kalk einschlüsse. In dem Tuff bei Riegersburg fand ich zahlreiche Einschlüsse von Kalksteinen mit *Tapes gregaria*, *Cardien* etc.

Wir ersehen daraus, daß die den hinabtauchenden obersarmatischen Schichten vorgelagerte Zone der ersteren Tuffkegel überall ersten äquivalente Gesteine zutage gefördert hat.

Die viel weiter nördlich gelegenen Tuffe bei Fürstenfeld (Stadt und Langberge) enthalten, wie Stur erwähnt⁵⁾ und wie ich mich über-

¹⁾ R. Hörnes, Zur Geologie der Steiermark. Vorkommen von Leithakalk mit Congerenschichten bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 804.

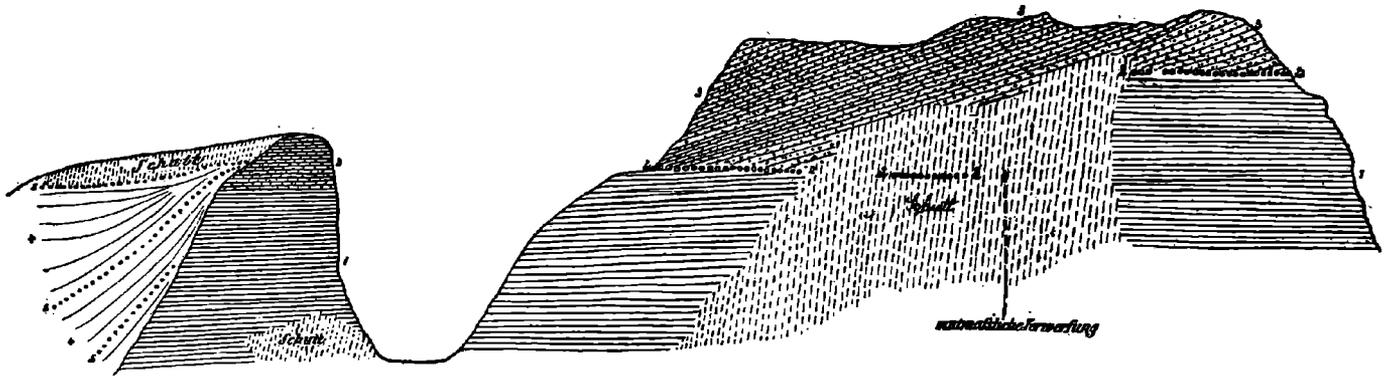
²⁾ Von Hörnes als *C. triangularis* bezeichnet. Der Vergleich der Stücke ergab die Identität mit *C. ornithopsis*.

³⁾ Dr. K. J. Andrae, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 301.

⁴⁾ J. Dreger, Erläuterungen zur geol. Karte etc. Pettau—Vinica.

⁵⁾ Geologie der Steiermark, pag. 614.

Fig. 6.



Aufschluß in sarmatischen Schichten bei dem Eisenbahnviadukt von Grafendorf.

- 1-Hellgraue Sandsteine mit *Tapes gregaria*. — 2 Schotterlage. — 3 Gelbbrauner, oolithischer Kalkstein. — 4 Pontischer Sand.
5 Pontischer Schotter.

zeugen konnte, sehr viel Reste obersarmatischer Gesteine. Darunter sind insbesondere Cerithiensande und Kalke hervorzuheben, in denen ich *Cerithium mitrale*, *Cardien*, *Modiola volhynica* etc. eingeschlossen fand.

Die bedeutende Tiefenlage der obersarmatischen Schichten in diesem Gebiete scheint sich aus den Bohrungen bei Fürstenfeld zu ergeben ¹⁾.

Die obersarmatischen Bildungen im Untergrunde von Fürstenfeld bilden die Brücke zu jenen äußerst fossilreichen ausgedehnten Vorkommnissen obersarmatischer Schichten, die am Nordrand der Grazer Bucht bei Hartberg—Friedberg zutage treten ²⁾. Es besteht nach dem Auftreten ganz gleichartiger oolithischer Kalke (wie im Eruptivgebiet), Muschelkalke, Cerithienkalke, großer Cardienformen und dickschaliger Mactren sowie nach dem großen Reichtum an Cerithien (*Cerithium mitrale*, *disjunctum*, *Hartbergense* etc.), an Trochusformen der Gruppe des *podolicus* zu urteilen kein Zweifel, daß hier wieder obersarmatische Sedimente vorliegen.

Diese Sande, Sandsteine, Tone und Kalksteine erscheinen insbesondere westlich von Hartberg bei Schildbach und Löffelbach und nördlich von Hartberg bei Grafendorf und Rohrschach entwickelt. Nach Hilber treten die unmittelbar über das Grundgebirge transgredierenden Sedimente bei den beiden erstgenannten Punkten als Kalke und Kalksandsteine mit Quarzsanden wechsellagernd zutage und erscheinen überdeckt von Schiefertone der Congerienstufe.

In der Umgebung von Grafendorf konnte ich die gut erschlossene obersarmatische Schichtfolge beobachten. Die Sedimente treten nur lokal, infolge pontischer Bewegungen emporgehoben, in isolierten Schollen zutage.

Eine solche Scholle ist beim Eisenbahnviadukt nördlich von Grafendorf sichtbar. In dem Steinbruch, aus welchem auch das Material für den Viadukt genommen wurde, sind folgende Schichten erkennbar (s. Textfigur 6):

Oberer Bruch	{	5 m gelbbrauner, stellenweise sandiger Oolithkalk, Sandsteinplatten mit cerithienreichem Oolith wechselnd, Schotterlage, Sandsteinbank mit Cerithienabdrücken, 7 m hellweiße Sandsteine mit <i>Tapes gregaria</i> .
Unterer Bruch	{	Helle Sande mit Sandsteinbänken mit <i>Cardium obsoletum</i> und <i>Cardium nov. sp.</i> 1 m grobes Blockkonglomerat mit über kopfgroßen Geröllen (vorzüglich sarmatische Kalke), 4 m Kalksandsteine mit Kalksteinen.

¹⁾ B. Granigg, Mitteilungen etc. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1910.

²⁾ K. J. Andrae, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854. — D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 601. — V. Hilber, Das Tertiärgebiet etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 394 ff.

Im liegendsten Kalksandstein und Kalk fanden sich

Tapes gregaria Partsch
Cardium obsoletum Eichw.
Trochus sp.
Buccinum cf. *duplicatum* Sow.
Cerithium cf. *rubiginosum*
Mastra sp.

Die Schotterlage im Profil des oberen Bruchs trennt zwei durch eine Diskordanz voneinander geschiedene Partien in der Schichtfolge.

Gegenüber Schloß Kirchberg im Walde (bei Grafendorf) ließ sich dieselbe Lagerung des Ooliths auf tapesreichen Schichten bemerken. Im Hangenden von 2 m gelbbraunen Sanden mit Sandsteinbänken fanden sich 5 m grüne sandige Muscheltegel, ganz erfüllt von ungezählten Schalen von *Tapes gregaria* (dickschalige Formen), ferner mit Bruchstücken von *C. obsoletum*, *plicatum* und *Mastra*.

Diese Profile zeigen, daß auch nördlich von Hartberg wie im Eruptivgebiet, sehr oolithreiche, kalkigsandige Gesteine mit dickschaligen Tapesformen, Cerithien etc. zutage treten, die sowohl nach ihrer Beschaffenheit als auch nach ihrer stratigraphischen Position (im Liegenden der pontischen Stufe) den obersarmatischen Schichten der genannten Gegend entsprechen.

Schon früher habe ich auseinandergesetzt, daß zur obersarmatischen Zeit sehr wahrscheinlich der östlich der Hartberger Scholle gelegene Teil der mittelsteirischen Bucht im Bereiche des Schieferinselzuges „Güns-Kohfidisch-Hohensteinmaisberg-Harmischerwald-Sulz bei Güssing“ noch emporgeragt hat und eine Scheide zwischen dem mittelsteirischen und panonischen Becken darstellte. In der Tat lassen sich in diesem NNO streichenden Zuge paläozoischer Gesteine, trotz tiefer Abtragung und trotz stellenweise bedeutender Ausdehnung derselben (Günser Horst) keine Spuren sarmatischer Sedimente erweisen, zumal Hilber¹⁾ die von Hofmann²⁾ noch als sarmatisch betrachteten groben Schotter in der Pinkfelder Bucht als Belvedereschotter erkannte. Die Auflagerung derselben auf fossilführendem Congerientegel zeigte dies.

Da sich im Bereiche dieses Zuges deutliche Anzeichen einer jugendlichen, pontischen Senkung erkennen lassen, nehme ich an, daß diese östliche Erhebungsreihe erst in pliocäner Zeit unter den Wasserspiegel hinabtauchte.

Es erübrigt noch, der westlichen Begrenzung des obersarmatischen Meeres genauer nachzugehen. Ich habe schon angegeben, daß nordwärts von Gnas die hier dem Mittelsarmatikum auflagernden obersarmatischen Sedimente unter pontische Schichten hinabtauchen. Erst in der Gegend östlich von Gleisdorf im Raabtal treten sie aus der pliocänen Umhüllung wieder lokal hervor.

¹⁾ V. Hilber, Das Tertiärgebiet von Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, pag. 395.

²⁾ Loc. cit. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, Beilage, pag. 21.

Die Verbreitung der sarmatischen Fossilfundpunkte zeigt eine NNW (streichende) Aneinanderreihung an ¹⁾.

Der Habitus der von Hilber beschriebenen Schichten entspricht typisch obersarmatischen Sedimenten. Bei Kumpergraben (Gleisdorf O) und Fünfung sind sarmatische, Cardien und Cerithien führende Schiefertone und *Trochus podolicus*, Cardien und Cerithien führende Kalksteine entwickelt. Bei Arnwiesen fand ich Oolithkalke. Bei Groß-Pesendorf (Gleisdorf NO) erscheinen, wie Hilber angibt, oolithische Kalksteine, bei Lohngraben (Gleisdorf NNO) Cerithien, dickschalige Tapes und Cardien führende Kalksteine und schließlich bei Wohngraben Kalksandsteine.

Sowohl faunistisch als auch sedimentologisch und stratigraphisch (im unmittelbaren Liegenden der pontischen Stufe) erweisen sich diese Vorkommnisse dem Obersarmat angehörig.

Von Wichtigkeit sind die Bohrungen, die in der unmittelbaren streichenden Fortsetzung dieser sarmatischen Aufbrüche in der Umgebung von Weiz ausgeführt wurden. Bei Etzersdorf (NW von Wohngraben) wurde nach Granigg ²⁾ ein 366 m tiefes Bohrloch im Tertiär abgeteuft, das nach 48 m pontischen Tegel mit Lignitschmitzen eine sehr mächtige Serie sarmatischer Schichten antraf (318 m). Diese waren unmittelbar über Grundgebirge gelagert und bestanden aus Tegeln, Kalksandsteinen und Kalksteinen. Letztere dürften nach dem oberflächlichen Hervortreten der kalkführenden Schichten bei Wohngraben etc. auch in dem Bohrprofil wohl dem Hangenden angehören.

Die tieferen Partien dieser mächtigen Folge dürften demnach den mittel- und untersarmatischen Schichten zu zurechnen sein.

Westlich der erwähnten Reihe NNW verlaufender Aufbrüche sind keine obersarmatischen Sedimente bekannt geworden ³⁾.

Die Verbreitung der obersarmatischen Stufe zeigt an, daß ihre Uferlinie aus der Gegend von St. Leonhard in den Windischen Büheln (Marburg O) in die Region von Radkersburg führte. Sie läßt sich von hier nordwärts über Klösch nach St. Anna am Aigen verfolgen; nordwestwärts umbiegend verläuft sie südlich an Gleichenberg vorbei nach Trauttmannsdorf und Gnas. Nordwärts umbiegend mag sie über die Gegend von Paldau in das Raabtal sich erstreckt haben.

Die weitere Fortsetzung der Uferlinie ist durch die NNW aneinandergereihten obersarmatischen Bildungen Gleisdorf O gegeben. Sie führen von Arnwiesen über Fünfung, Groß-Pesendorf, Lohngraben, Rollsdorf, Wohngraben bis Etzersdorf (OSO von Weiz). Hier erreicht man den nördlichen Grundgebirgsrand der Grazer Bucht. Entlang diesem treten infolge hoch hinanreichender pontischer Bedeckung sarmatische Sedi-

¹⁾ V. Hilber, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, pag. 363—364. Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf.

²⁾ Loc. cit. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1910.

³⁾ Das Auftreten dieser NNW streichenden Reihe obersarmatischer Schichten ist auf tektonische Weise zu erklären (siehe später).

mente eine Strecke weit nicht hervor. Erst in der Nähe von Hartberg, dann nordwärts dieser Stadt bei Seibersdorf, Grafendorf und Rohrschach (Friedberg S) erscheinen sie wieder. In der Umrandung des Günser Horstes und der südlich folgenden Erhebungsreihe Eisenberg—Sulz sind keine sarmatischen Sedimente bekannt, da diese Zone im Obersarmat eine östliche Festlandsregion bildete.

Erst bei Fürstenfeld erweisen Tuffeinschlüsse das Vorhandensein obersarmatischer Sedimente.

In der Region zwischen dem Gleichenberger Massiv und der in der Sulzer Schieferinsel endenden „östlichen Erhebungsreihe“ stand das obersarmatische Meer mit dem panonischen Becken in offener Verbindung. Das Gleichenberger Trachytmassiv dürfte in obersarmatischer Zeit noch um mehr als 200 m, die Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen“ nicht mehr über den Spiegel des Meeres aufgeragt haben. Das obersarmatische Meer bedeckte demnach vornehmlich den östlichen und nordöstlichen Teil der mittelsteirischen Bucht.

17. Kapitel.

Obersarmatische Bewegungen.

Die im vorigen Kapitel besprochenen obersarmatischen Ablagerungen von Grafendorf bei Hartberg lassen eigentümliche Erscheinungen hervortreten.

Die im Steinbruch beim Eisenbahnviadukt aufgeschlossene Schichtfolge zeigt (Textfig. 6), daß die tieferen schwach geneigten Sandsteine und Sande (oberer Bruch) von viel steiler geneigten Oolithkalcken überlagert werden und daß sich an der Grenze beider eine Schotterlage einschaltet. Die basalen grauen Sandsteine reichen ferner auf der rechten Seite des Bruches (Fig. 6) höher hinauf als an der linken. Es ist dies wohl nur dadurch zu erklären, daß vor der Ablagerung der Oolithkalke eine Senkung des linken Teiles, respektive eine Hebung des rechten stattgefunden hat. Die Oolithe lagerten sich daher an einen Steilrand mit „steiler“ Neigung der Ablagerungsfläche an¹⁾. Ohne tektonische Bewegungen während der Ablagerung dieser Schichten wird sich diese Erscheinung kaum deuten lassen. Vielleicht weist das Auftreten der im unteren Steinbruch sichtbaren Blockschichten (mit sarmatischen Kalkgeröllen) auf eine ebensolche etwas ältere Bewegung hin, welche die sarmatischen Kalke gehoben und in den Bereich der Brandung gebracht hat. Eine ähnliche diskordante Lagerung sah ich auch in dem erwähnten Aufschluß von Schloß Kirchberg. Der allmähliche Übergang, der dort aus den flacher geneigten Liegendschichten in die viel steiler geneigten Hangendschichten sichtbar war, deutet auf längere Andauer der tektonischen Bewegung. Daß dieselbe noch in pontischer Zeit wirksam war, ergibt sich aus den großen Höhenunterschieden der sarmatischen Schichten bei Grafendorf untereinander

¹⁾ Es handelt sich hier keineswegs um Diagonalschichtung. Auch Rutschungen können die Erscheinung nicht erklären.

(Bohrung beim Ort)¹⁾, aus der Anlagerung der pontischen Sedimente an den jedenfalls tektonischen Abbruch der sarmatischen Ablagerungen (siehe Fig. 7) und aus dem Ansteigen des Obersarmats bis zur Seehöhe von 500 m.

18. Kapitel.

Einige Beziehungen der mittelsteirischen sarmatischen Schichten zu jenen Untersteiermarks und Rußlands.

A. Untersteiermark.

Die in Untersteiermark und Krain auftretenden sarmatischen Schichten dürften sehr wahrscheinlich zum größeren Teil nur tieferen Horizonten der mittelsteirischen Sedimente entsprechen (= unter- und mittelsarmatisch). Faunistische und stratigraphische Analogien sprechen zugunsten dieser Annahme.

Begehungen im Bereiche der sarmatischen Ablagerungen Untersteiermarks haben mich zur Ansicht geführt, daß in der Zone Pölschach—Maxau (nördliche sarmatische Zone von Untersteiermark) „keine“ obersarmatischen Schichten vorhanden sind, daß in der langgestreckten Tüfferer Bucht dieselben keine besondere Bedeutung erreichen und abgesehen von geringmächtigen Oolithlagen und Sandsteinen nur durch grobe Konglomerate mit oft weit über kopfgroßen Geröllagen vertreten sind. Erst in der südlichsten Lichtenwalder Bucht scheinen obersarmatische Schichten weitere Verbreitung zu besitzen.

Für die Ablagerungen in Krain (Südabfall der Steiner Alpen) dürfte wohl auch nur ein tiefsarmatisches Alter in Betracht kommen.

1. Für Untersteiermark und Krain ist die innige stratigraphische und faunistische (auch tektonische) Verknüpfung mit den Mediterranbildungen bezeichnend. Aus letzteren gehen die sarmatischen Bildungen unmittelbar hervor und es stellen sich nach Bittners Untersuchungen in der Tüfferer Bucht Sedimente ein, die eine Mischfauna enthalten²⁾.

2. Die Mächtigkeit der sarmatischen Bildungen scheint nirgends sehr bedeutend zu sein und kaum jene zu erreichen, welche sich für Mittelsteier ergibt (rund 350—400 m in letzterem).

3. Die Facies der sarmatischen Schichten Untersteiermarks entspricht vorzüglich jener der unter- und mittelsarmatischen Sedimente Mittelsteiermarks, dagegen tritt in Untersteier die Facies der durch Kalkbildungen³⁾ ausgezeichneten obersarmatischen Sedimente zurück. Die Schichten sind vielmehr meist als dunkle Schiefertone und Tegel, als Mergel und Steinmergel und Sande entwickelt⁴⁾.

4. Die sarmatischen Schichten Untersteiermarks und Krains enthalten, wie es scheint, meist in ihrer ganzen Mächtigkeit die für die

¹⁾ V. Hilber, loc. cit.

²⁾ Al. Bittner, Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 494—496.

³⁾ Bloß im südlichsten Becken von Lichtenwald stellen sich Kalkbildungen (Oolithe) in größerer Verbreitung ein.

⁴⁾ Vergl. insbes. Bittner, loc. cit.

„tieferen“ sarmatischen Schichten Mittelsteiermarks bezeichnenden Fossilien.

In Mittelsteiermark haben wir als Leitform für untersarmatische Schichten das Auftreten von Syndesmien bezeichnet. (Eruptivgebiet, Murberg bei Wildon, Fernitz.)

Die Syndesmienmergel bilden geradezu das hervortretendste Glied sarmatischer Gesteine in Untersteier und wurden von Bittner und Teller an sehr zahlreichen Punkten nachgewiesen¹⁾. In diesen Bildungen erscheint dort auch das im Untersarmatikum beobachtete *Cardium protractum*.

Sowohl in der Tüfferer Bucht als im Gebiete von Stein in Krain tritt ferner das Leitfossil der mittelsarmatischen Abteilung des Eruptivgebiets, *Cardium cf. Barboti*, zutage²⁾. Bittner erwähnt das reichliche Vorkommen dieser Form aus der Tüfferer Bucht und Hilber beschreibt gekielte, gedornete Cardien aus dem Sarmatischen von Stein³⁾.

Das Auftreten dieser Cardienmergel entspricht vollkommen der Facies im Mittelsarmatikum des Eruptivgebiets von Gleichenberg.

Schließlich ist in den sarmatischen Schichten des „Maxau—Pöltschacher“ Zuges südlich des Bachers⁴⁾ *Fragilia fragilis* vorhanden, eine Form, die in Mittelsteiermark nur in mittelsarmatischen Sedimenten angetroffen wurde (zum Beispiel Rosenberg bei Frutten, Waldhof bei Graz).

Da auch die übrigen in Untersteiermark angetroffenen Arten von *Buccinum*, *Cerithium disjunctum* und *mitrale*, Hydrobien etc. in den tieferen Schichten Mittelsteiermarks anzutreffen waren, ergibt sich, daß die Fauna mit jener der unteren und mittleren Abteilung letzteren Gebietes übereinstimmt.

5. Die sarmatischen Schichten in der Zone Pöltschach—Maxau (Untersteiermark) sind durch das Fehlen aller jener Elemente gekennzeichnet, die die obersarmatischen Schichten Mittelsteiermarks charakterisieren.

Es sind keine Peneroplidenkalke, keine Oolithe und Spirorbis- kalke, keine dickschaligen Tapes- und Mactraformen vom Typus *vitaliana*, *ponderosa*, *Fabreana*, *caspia* etc. bekannt. *Cerithium Hartbergense* und *Gamlitzense*, *Cardium Jammense* oder „dickschalige“ Trochusformen⁵⁾ wurden „nicht“ angetroffen.

6. Schließlich sprechen tektonische Gründe für eine Regression des obersarmatischen Meeres in Untersteiermark.

¹⁾ Al. Bittner, loc. cit. — F. Teller. Erläuterungen zur geol. Spezialk. Pragerhof. Windisch-Feistritz pag. 114.

²⁾ Bittner bezeichnet die Form als *Cardium plicatum* var. Er hebt das rippenlose Mittelfeld (oder nur schwach gerippte Feld) hervor und identifiziert später Hilbers *Cardium aff. squamulosum* (Mitt. d. naturw. Vereins f. Steierm. 1891 mit demselben. (Siehe pag. 577.) Letzteres gehört nach Andrussow zu *C. Barboti* (siehe pag. 578).

³⁾ V. Hilber, Über das Miocän, insbesondere das Auftreten sarmatischer Schichten bei Stein in Krain. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 476.

⁴⁾ F. Teller, loc. cit. Erläuterungen etc. pag. 114.

⁵⁾ Im Tüfferer-Sagorer Sarmatikum fehlen nach Bittner Trochusformen überhaupt, loc. cit. pag. 498.

Die sarmatischen Schichten Untersteiermarks haben noch eine bedeutende Aufrichtung ihres Schichtmaterials, stellenweise sogar eine Faltung und Überkipfung desselben erfahren. Letzteres wurde zum Beispiel im Pöltschach—Maxauer Zuge südlich des Bachers nachgewiesen. Ähnliche mit Überschiebungen verbundene große Störungen haben die sarmatischen Schichten der Tüfferer Bucht¹⁾ und jene bei Steinbrück erfahren. Im Profil nördlich von Stein in Krain treten sie ebenfalls in überkippter Lagerung zutage²⁾. Das Fehlen der ober-sarmatischen Ablagerungen in der Zone Pöltschach—Maxau, ihr Hervortreten in gröbstkonglomeratischer Facies in der südlich gelegenen Tüfferer Bucht, ihr verbreitetes Auftreten schließlich in dem noch südlicher befindlichen Lichtenwalder Becken, legt die Vermutung nahe, daß die sarmatische Meeresbedeckung im nördlichen Teil Untersteiermarks zuerst, im südlichen später durch tektonische Bewegung (Faltung!) aufgehoben wurde.

Die so ungemein grobklastischen Konglomerate, mit welchen das Sarmatische in der Tüfferer Bucht abschließt, erscheinen demnach nur als die im Obersarmat eintretende Ausfüllung dieses Marinbeckens mit dem Schutt der sich regenden Faltenwellen.

In einer vorläufigen Mitteilung habe ich auseinandergesetzt, daß die Faltung in Untersteiermark von Nord nach Süd gewirkt hat. Es erscheint demnach ganz naturgemäß, daß sie in dieser spätmiocänen Bewegungsphase am Nordrand zuerst (Pöltschacher Zone), in der Tüfferer Bucht später, im südlichen Lichtenwalder Becken zuletzt zur Geltung kam.

In Übereinstimmung damit läßt sich in der Zone Pöltschach—Maxau über das aufgerichtete Sarmat eine Transgression unterpontischer Bildungen³⁾, im Lichtenwalder Becken erst mittel-⁴⁾ und oberpontischer Ablagerungen erkennen⁵⁾.

Die diskordante Auflagerung der pontischen Sedimente auf die aufgerichteten und abgetragenen sarmatischen Schichten läßt vermuten, daß diese große Bewegungsphase im allgemeinen etwa den Zeitraum der obersarmatischen (und untersten pontischen) Stufe eingenommen hat. Sie dürfte die Ursache für die Regression dieses Meeres aus dem untersteirisch-krainischen Ablagerungsbecken gewesen sein. Die gleichzeitige, postmittelsarmatische Hebung in Mittelsteiermark steht mit dieser großen tektonischen Bewegung in zeitlicher Übereinstimmung.

¹⁾ Daß die sarmatischen Schichten dem Mediterran konkordant auflagern und mit diesem sehr bedeutende Störungen mitgemacht haben, hat Bittner nachgewiesen loc. cit. — Vgl. auch F. Teller, Die miocänen Transgressionsrelikte bei Steinbrück und Ratschach a. d. Save. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 284.

²⁾ C. Diener, Bau und Bild der Ostalpen etc. pag. 559. — F. Teller, Erläuterungen zur geol. Karte: Eisenkappel und Kanker. SW-Gruppe Nr. 33, pag. 110.

³⁾ Nach Teller Hangendhorizont der Congerienschichten des Wiener Beckens = unterpontisch der ungarischen Geologen.

⁴⁾ = Schichten mit *C. ung. caprae*, im Sinne der ungarischen Geologen = mittelpontisch.

⁵⁾ F. Teller, Erläuterungen z. geol. Karte Blatt Pragerhof—Windisch-Feistritz pag. 118—121.

B. Rußland.

Die stratigraphische Gliederung der russischen sarmatischen Sedimente läßt einige Analogien mit Mittelsteiermark hervortreten.

Die sarmatischen Ablagerungen Volhyniens, Podoliens und Bessarabiens wurden schon von Sinzow¹⁾ in den

- a) Ervilienhorizont,
- b) Nubecularienhorizont gliedert.

Ersterer ist aus oolithischen Muschelkalken und Mergeln, letzterer aus oolithischen Foraminiferenkalken mit Sanden zusammengesetzt.

Andrussows Studien haben gezeigt, daß diese Gliederung sich im größten Teil von Rußland durchführen läßt. Als dritte Abteilung hat Andrussow eine Hangendgruppe mit *Maetra caspia* abgetrennt²⁾.

Nach diesem Autor zerfallen also die sarmatischen Schichten Rußlands in den unteren Ervilien-, den mittleren Nubecularien- und den oberen *M. caspia*-Horizont. Wenn man damit die Einteilung der sarmatischen Schichten in Mittelsteiermark vergleicht und hierzu Andrussows Faunenlisten der Unterstufen in Betracht zieht, so scheint sich zu ergeben, daß die durch bedeutende Mächtigkeit ausgezeichneten ober-sarmatischen Bildungen Mittelsteiermarks dem Nubecularienhorizont (inklusive der *Maetra caspia*-Stufe) vergleichbar sind. Der untere Ervilienhorizont hingegen dürfte unserer unter- und mittelsarmatischen Stufe zu parallelisieren sein.

Die Analogien treten vor allem in folgenden Erscheinungen zutage:

1. In Rußland zeichnet sich die höhere Abteilung der sarmatischen Stufe (Nubecularienhorizont) durch das Auftreten von Foraminiferenkalken (Nubecularienkalken), Spirorbiskalken und Oolithen besonders aus.

Die Verbreitung dieses von Podolien³⁾ über Kertsch nach Mangyschlak am Kaspisee nachgewiesenen Nubecularienhorizonts erinnert lebhaft an die ebenfalls durch das Vorherrschen von Foraminiferenkalken, Spirorbiskalken und Oolithen ausgezeichnete höhere (obersarmatische) Schichtfolge in Mittelsteiermark.

Das Auftreten von Nubecularienkalk, das Hoernes⁴⁾ vom Prädißberg bei Gleichenberg anführt, dürfte allerdings nicht zu Recht bestehen, da andernorts die vermeintlichen Nubecularienkalke sich als Spirorbiskalke erwiesen haben.

Indessen zeigt das reichliche Auftreten der oolithischen und Foraminiferenkalke sowie der Spirorbiskalke in der höheren sarmatischen Abteilung von Österreich und Rußland, daß eine gewisse Analogie in der Sedimentation nicht zu verkennen ist.

¹⁾ Geol. Untersuchung Bessarabiens. Mat. z. Geologie Rußlands. Bd. XI. 1882.

²⁾ N. Andrussow, Verh. der russ. mineral. Gesellschaft. 2. Serie, 36. Bd. 1899, pag. 123—124.

³⁾ In Podolien z. B. „wird der ‚obere‘ Horizont aus oolithischen Kalksteinen oder Foraminiferenkalk zusammengesetzt, enthält sandige Einlagen und führt massenhaft *Maetra podolica* und *ponderosa*“. N. Andrussow, loc. cit. pag. 110.

⁴⁾ R. Hoernes, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 304.

2. Die großen, dickschaligen Mactren, die der Gruppe der *M. vitaliana*, *M. Fabreana* etc. angehören, treten in Steiermark in den obersarmatischen Schichten zutage. In ganz analoger Position erscheinen diese Formen nach Andrussow in Rußland¹⁾, indem die großen, dickschaligen Mactraformen auf höhere sarmatische Schichten²⁾ beschränkt sind, während in den tieferen Bildungen die kleine *Mactra vitaliana* var. *deltoides* (= *M. variabilis* var. *fragilis* Sinzow) hervortritt. In Mittelsteiermark ist ebenso nur eine kleinere dünnschalige Mactraform aus den „tieferen Schichten“ bekannt. Allerdings ermöglicht ihr schlechter Erhaltungszustand keine genauere Bestimmung.

3. Es gelang in den hangenden, sarmatischen Schichten kleine Mactraformen aufzufinden, welche durch ihre gleichseitige Gestalt an *M. caspia* erinnern. Ich hoffe, daß es mir noch gelingen wird, besser erhaltenes Fossilienmaterial anzutreffen und eine mögliche Identität beider Formen prüfen zu können. *M. caspia* erfüllt, wie angegeben, auch in Rußland die hangendsten sarmatischen Schichten³⁾.

Diese auffallende Übereinstimmung in der Verbreitung der Mactriden spricht zugunsten der Annahme, daß im großen und ganzen der Nubecularienhorizont Rußlands unseren obersarmatischen Schichten zu parallelisieren ist.

4. Die tieferen sarmatischen Schichten sind zwar in Rußland vielfach auch in kalkreicher Facies entwickelt; jedoch treten zumeist *Ervilien* gesteinsbildend hervor⁴⁾. Das Auftreten von *Ervilia* ist bei meinen Untersuchungen im Eruptivgebiete von Gleichenberg in den „mittelsarmatischen“ Schichten beobachtet worden. (Rosenberg, Radkersburg, Waldhof bei Graz, Gebiet der „Gräben“⁵⁾). Bei Gnas fanden sich sogar schmale Lagen von *Ervilienkalk*.

Das häufige Auftreten dieser Bivalve gerade in den tieferen Schichten Mittel- und Untersteiermarks weist auch hier wieder auf die Analogie mit Rußland hin, wo die *Ervilien* diesem tieferen Horizont das Gepräge verleihen.

5. Ein weiteres Leitfossil tiefsarmatischer Schichten, welches in Rußland und Podolien (Toltrarücken, Podolien, Mangyschlak am Kaspi) immer in diesem Horizont auftritt, stellt *Cardium protractum* dar⁶⁾. *Cardium protractum*, findet sich in den „untersarmatischen“ Schichten des Eruptivgebietes (Gruisla, Gleichenberg), als auch in jenen Untersteiermarks verbreitet.

6. Eine ähnliche, aber noch wichtigere Rolle spielt die Gattung *Syndesmia*⁷⁾, welche als typisches Leitfossil untersarmatischer Schichten

¹⁾ N. Andrussow, Verh. d. kais. russ. min. Gesellschaft. 39. Bd. 2. Serie 1903. Die südrussischen Neogenablagerungen. 3. Teil. Sarmatische Stufe (Schluß), pag. 365—366.

²⁾ Loc. cit. pag. 365.

³⁾ N. Andrussow, loc. cit. pag. 368.

⁴⁾ N. Andrussow, loc. cit. pag. 363 u. Verh. d. russ. min. Gesellschaft, 36. Bd. 1899, pag. 110 u. ff.

⁵⁾ A. Winkler, loc. cit. pag. 445.

⁶⁾ N. Andrussow, Verh. d. russ. min. Gesellschaft. 39. Bd., pag. 354 etc. — W. Laskarev, Bemerkungen über die Miocänablagerungen Volhyniens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, pag. 521.

⁷⁾ N. Andrussow, loc. cit. pag. 370. — W. Laskarev, loc. cit. pag. 521.

bekannt ist. Laskarev erwähnt sie zum Beispiel aus den tiefsarmatischen Schichten Podoliens, Andrussow zeigt ihre weite Verbreitung in den gleichen Bildungen Rußlands. Wir erkannten sie als wichtige Leitform derselben Lagen in Steiermark (Tüfferer Gebiet, Eruptivgebiet etc.).

7. Auch das Auftreten von *Modiola marginata* gilt in Rußland als bezeichnend für die tiefere Abteilung der sarmatischen Stufe¹⁾. In Mittelsteier stellt *M. marginata* eine der häufigsten unter- und mittelsarmatischen Formen dar. In obersarmatischen Schichten habe ich sie seltener angetroffen. Die bedeutende Größe, welche die *Mod. marginata*-Formen in den mittelsarmatischen Schichten Mittelsteiermarks erreichen, steht in Übereinstimmung mit der Beobachtung großer *M. marginata*-Exemplare in den tiefsarmatischen Sedimenten Podoliens²⁾.

8. Es sei darauf hingewiesen, daß in weiten Gebieten Rußlands die untersarmatische Stufe durch dunkle Schiefertone vertreten ist, und sich durch das Auftreten dünnschaliger Formen charakterisiert. Wenngleich auf eine so weite Erstreckung von Rußland bis Steiermark eine Identität der Facies nicht zu erwarten ist, so ist doch das Vorderrschen dunkler Schiefertone und Tegel in Mittel- und Untersteiermark in den tiefsarmatischen Sedimenten sehr bemerkenswert, zumal die hangende Abteilung in beiden Regionen durch gleichartige Kalkbildungen gekennzeichnet ist³⁾.

9. Aus den tiefsarmatischen Schichten Rußlands werden von Andrussow als häufige Fossilien dünnschalige, mit zierlichen Stacheln ausgezeichnete Cardienformen⁴⁾ erwähnt. In Steiermark treten in ähnlicher Sedimentfacies jene Cardien auf, die ebenfalls Dornen tragen und dem *C. Barboti* zu entsprechen scheinen. Letztere Form soll in Rußland allerdings erst in dem höheren Nubecularienhorizont vorhanden sein⁵⁾.

Mit Stacheln versehene Cardienreste habe ich auch in den mittelsarmatischen Schichten des Eruptivgebietes (Rosenberg) in nicht näher bestimmbar Schalenfragmenten angetroffen.

10. Die außer den erwähnten Cardien die Tiefwasserfacies der Schiefertone Rußlands charakterisierenden Formen⁶⁾, lassen sich teilweise auch in Mittelsteier erkennen. So sind, ebenso wie in den russischen tiefsarmatischen Schichten, in dieser Facies des Sediments in Mittelsteiermark *Syndesmia* und *Cardium protractum* in untersarmatischen, kleine dünnschalige Mactren, Trochusformen und *Bulla Lajonkaiareana* in mittelsarmatischen Bildungen verbreitet.

11. *Cardium plicatum*⁷⁾, in Rußland nur im Untersarmatikum auftretend, wurde von mir in gleichaltrigen Schichten in typischen Exemplaren angetroffen. Ähnliche Formen sind indes in Steiermark

¹⁾ N. Andrussow, loc. cit. pag. 348.

²⁾ W. Laskarev, loc. cit. pag. 521—524.

³⁾ N. Andrussow, Verb. d. russ. min. Gesellschaft. 39. Bd., pag. 409—412.

⁴⁾ Loc. cit. pag. 409.

⁵⁾ N. Andrussow, loc. cit. pag. 478—480.

⁶⁾ Loc. cit. pag. 410.

⁷⁾ Andrussow, loc. cit. pag. 354.

auch noch in obersarmatischen Sedimenten vorhanden, in Begleitung des breitrippigen *Cardium Jammense*.

12. Das Auftreten von *Donax lucidus*¹⁾ in den obersarmatischen Schichten (Eruptivgebiet etc.) und das Vorkommen von *Columbella* in tieferen (Radkersburg) stimmt mit den Angaben Andrussows über die Verbreitung dieser Formen in Rußland überein.

13. *Trochus podolicus* tritt, wie es scheint, in Steiermark in typischer Form nur in obersarmatischen Schichten auf (Hartberger Gegend). Er fehlt nach Andrussow den tieferen sarmatischen Schichten Rußlands²⁾.

14. In Rußland ist die Strandfacies der unteren sarmatischen Schichten (= Ervilienhorizont) durch das Auftreten von Sanden und Kalken mit *Ervilia podolica*, *Modiola volhynica*, *Tapes gregaria*, *Trochus pictus*, Cerithien etc. gekennzeichnet³⁾. Diese faunistische Facies konnte in typischer Ausbildung infolge der Fossilarmut der gröberklastischen Ablagerungen in den tieferen sarmatischen Schichten Mittelsteiers selten (Gnas) nachgewiesen werden. Indessen zeigen abgesehen vom Gnaser Vorkommen gewisse Bildungen eine Annäherung daran. Die mittelsarmatischen, fossilreichen sandigen Mergel von Jörgen (Eruptivgebiet Klösch NW) zeigen ein massenhaftes Auftreten von *Tapes gregaria*, *Trochus pictus*, *Solen* und *Cardium* aus der *Obsoletum*-Gruppe an.

In den mittelsarmatischen strandnahen Ablagerungen zwischen Wildon und Fernitz (Graz Süd) treten Cerithiensande hervor. *Modiola volhynica* schließlich konnte in einem Exemplar in dem untersarmatischen Schotterhorizont bei Frutten im südlichen Eruptivgebiet aufgefunden werden.

15. Ein gewisser Unterschied zwischen dem steirischen und russischen Becken besteht darin, daß die Cerithien in Rußland, soweit sie überhaupt auftreten, meist in untersarmatischen Schichten erscheinen⁴⁾, während sie hier die untere und obere Abteilung in gleicher Weise charakterisieren.

Doch hat Andrussow hervorgehoben, daß die Cerithienfauna der mäotischen Stufe zur Annahme nötigt, daß in anderen Gebieten die Fortentwicklung der Cerithien in obersarmatischer Zeit stattgefunden hat. Einer solchen scheint in der Tat die mittelsteirische Bucht zu entsprechen.

Diese faunistische Ähnlichkeit, die trotz mannigfacher Divergenzen überraschend erscheint, weist auf bedeutende Faunenwanderungen im Bereiche des sarmatischen Meeres hin. Daß solche stattgefunden haben, scheint auch aus Andrussows Ausführungen hervorzugehen. Denn er hat gezeigt, daß die Fauna des sarmatischen Meeres aus einer Immigration östlicher und westlicher Typen entstanden ist⁵⁾. So läßt die weite Verbreitung vieler Formen die Annahme eines mehr oder minder regen Faunenaustausches im sarmatischen Meere zu.

¹⁾ Loc. cit. pag. 369.

²⁾ Loc. cit. pag. 374.

³⁾ N. Andrussow, 36. Bd. d. Verh. d. russ. min. Gesellschaft, pag. 108 ff.

⁴⁾ N. Andrussow, loc. cit.

⁵⁾ N. Andrussow, Verh. d. russ. min. Gesellschaft. 39. Bd. 1902, pag. 442.

Der weiten Ausbreitung des sarmatischen Meeres im „Nubecularienhorizont“ (Andrussow¹⁾) entspricht wohl die „marine“ Natur seiner durch die reiche Foraminiferenfauna ausgezeichneten Ablagerungen.

Die vorliegenden Angaben reichen, wie ich glaube, aus, um die annähernde Parallelisierung der obersarmatischen Stufe Mittelsteiermarks mit dem Nubecularienhorizont Rußlands durchzuführen, während unsere „unter- und mittelsarmatische Stufe“ dem Ervilienhorizont entspräche.

19. Kapitel.

Resumé über „Mittelsteiermark im Miocän“.

In vorliegender Studie habe ich den Versuch unternommen, die Verbreitung des Miocänmeeres teils auf Grund eigener Untersuchungen, teils auf den Angaben der reichen Literatur fußend, festzulegen.

Prof. Hoernes hat im Jahre 1908 hervorgehoben²⁾, daß der Wechsel in der Verbreitung der Miocänmeere Mittelsteiermarks, insbesondere das Fehlen der Mediterranbildungen am nördlichen Grundgebirgsrande der Grazer Bucht verständlicher erscheint, wenn man das mittelsteirische Becken als Bruchregion auffaßt, in der tektonische Bewegungen bis in jugendliche Zeiten fortgedauert haben.

Diesen von Hoernes nicht näher ausgeführten Gedanken genauer zu verfolgen und an der Hand der bekannten Erscheinungen zu prüfen, war der Zweck vorangehender Zeilen. So lückenhaft in vieler Hinsicht unsere Kenntnis mancher Gebiete noch ist, so schwierig daher gegenwärtig ein solches Unternehmen erscheint, glaube ich doch gezeigt zu haben, daß sich einige Grundzüge in der Verteilung der Meeresablagerungen auf tektonische Ursachen zurückführen lassen.

Die Verbreitung der Sedimente läßt erkennen, daß das Vordringen der Meere in die verschiedenen Teile der Bucht nicht gleichzeitig stattgefunden hat.

Marine Bildungen des basalen Miocäns konnten am NO-Abfall des Posstrukzuges aufgefunden werden. Das Auftreten von Tuffbänken in denselben läßt die Analogie mit den untermiocänen, von Teller beschriebenen „marinen Mergeln und mürben, mergeligen Sandsteinen“ Untersteiermarks sehr klar hervortreten. Dem Schichtmaterial nach erwiesen sich diese „basalen, marinen Mergel“ aus einer mächtigen, flyschartigen Folge von dunklen Mergeln und Sandsteinen aufgebaut. Es war somit erwiesen, daß die Ausbildung der mittelsteirischen Bucht in ihren ersten Anfängen bereits in das tiefste Miocän zurückreicht.

Eine große Ausweitung des Beckens, tektonischer Natur, setzt vor Entstehung jener Schichtgruppe ein, die als marine Bildung in „Windischen Büheln“ (Foraminiferenmergelgruppe³⁾), die als lacustre, lagu-

¹⁾ Verh. d. russ. min. Gesellschaft. 36. Bd., pag. 123.

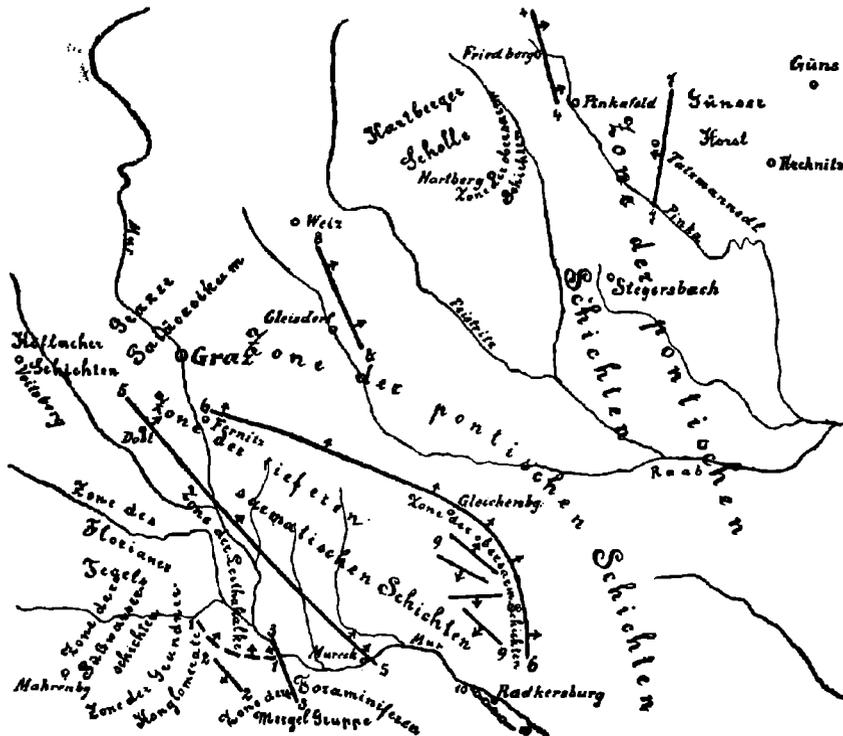
²⁾ Bau und Bild der Ebenen. Wien 1903.

³⁾ Verdeckt durch jüngere Bildungen ist die Foraminiferenmergelgruppe jedenfalls im zentralen Teil der mittelsarmatischen Bucht verbreitet.

näre Randbildung nicht nur am West- und Nordrand der Grazer Bucht, sondern auch in großen Teilen der östlichen Alpen überhaupt (Murtal, Bucklige Welt etc.) verbreitet ist.

Der Übergang der lacustren in die marine Facies, wie er in den Windischen Büheln sichtbar ist, spricht für eine Äquivalenz beider

Fig. 7.



Tektonische Skizze der mittelsteirischen Tertiärbucht.

1. Flexur Spielfeld — Gamlitz. — 2. Bruch bei Glanz. — 3. Egidierbruch. —
4. Friedberger Bruch. — 5. Störungslinie Dobl — Wildon — Mureck. — 6. Flexur Radkersburg — Gleichenberg — Fernitz. — 7. Tatzmannsdorfer Bruch. — 8. Störungslinie Fünfing — Arnwiesen. — 9. Brüche im südlichen Gleichenberger Eruptivgebiet. — 10. Staintaler Sauerlingsreihe.

Schichtgruppen. Es konnte nachgewiesen werden, daß der marine Charakter der Sedimente westwärts bis über Leutschach hinaus anhält.

Die weite Verbreitung dieser kohleführenden Ablagerungen und Foraminiferenmergelbildungen im Bereiche der ganzen östlichsten Zentralalpen läßt vermuten, daß zu Beginn des Miocäns eine ausgedehnte Tieferlegung dieses Raumes stattgefunden hat. Dadurch gelangten beträchtliche Gebiete unter das limnische und marine Akkumulationsniveau.

Ich fasse die Entstehung dieses ausgedehnten Beckens als einen Vorläufer jener späteren Senkungsvorgänge auf, die die Mediterranbildungen in die Wiener Bucht transgredieren ließen und die sich in der mittelsteirischen Bucht durch das Auftreten von in einer bestimmten Richtung fortschreitenden, mediterranen, sarmatischen und pontischen Bewegungen charakterisieren. Die jüngeren Bruchfelder erscheinen gleichsam in den Rahmen dieses viel ausgedehnteren Senkungsgebietes eingefügt.

Das Trachyt-Andesitmassiv von Gleichenberg wurde, wenn auch mit Vorbehalt, in das ältere Miocän eingereiht. Eine Einhüllung mit sarmatischen Schichten (auch mit deren basalen Partien) ließ entgegen der bisherigen Annahme ein vorsarmatisches Alter annehmen.

Es wurde auf die bedeutende Ausdehnung dieses Massivs unter der auflagernden jüngeren Sedimentdecke hingewiesen; Einschlüsse in den pontischen Basalttuffen ließen dieselbe hervortreten.

Der Bildungsweise nach wurde das Massiv als eine Staukuppe großen Stils aufgefaßt. Die einheitliche Struktur, Einschlüsse von äquivalenten Tiefengesteinen, die basischen Randzonen und die Unmöglichkeit einer Deutung als Lakkolith begründen diese Annahme.

Es wurde dargelegt, daß der Foraminiferenmergel (= „mittelsteirischer Schlier“) sehr wahrscheinlich einer unter dem Grunder Horizont liegenden Schichtfolge entspricht.

Das unmittelbare, räumliche Herantreten von Schlierfacies an typische Grunder Facies widerspricht der zuerst von Stur angenommenen facielle Vertretung beider Bildungen.

Die Erkenntnis, daß der Foraminiferenmergel entlang der Flexur Spielfeld—Gamlitz nordwärts absinkt, ließ das scheinbare Fehlen desselben im Raume nördlich der Windischen Büheln (Sausalgebiet) verständlich erscheinen. Das Vorkommen des Foraminiferenmergels (= Schlierhorizonts) im tieferen Untergrund der Sausalbucht wird durch eine (nach der orographischen Höhenlage) im Liegenden des Florianer Tegels¹⁾ auftretende, mehrere 100 m mächtige, durch Bohrung erschlossene, tonigmergelige Sedimentserie (Bohrung von Schwanberg etc.) nahegelegt.

Die Konglomeratmassen, welche die Foraminiferenmergel unmittelbar überlagern (St. Egydi, Platsch-Ehrenhausen), wurden als facielle Vertretung des Grunder Horizonts aufgefaßt. Als Beweis dafür wurde die Wechsellagerung und innige Verknüpfung dieser grobklastischen Bildungen mit fossilführenden Grunder Sedimenten (Gamlitzer Sanden) beim Kohlenbau des Labitschberges angesehen. Diese Annahme findet eine Bestätigung in dem räumlichen Übergang fossilführender Florianer Schichten in jene Konglomeratfacies, wie sie in der Gegend von St. Andrä und Fantsch kennbar ist. Sie erhält auch dadurch eine Stütze, daß diese Konglomerate im Bereiche südlich des Sausalgebirges stets als Basis der Leithakalke der zweiten Meditterranstufe zutage treten. Zugunsten der vorstehenden Annahme spricht ferner der Umstand, daß der Florianer Tegel die durch Bohrung kennbare mächtige Schichtfolge westlich des Sausalgebirges überdeckt

¹⁾ Grunder Schichten von Mittelsteiermark.

und daß die konglomeratische Facies als Überlagerung der äquivalent gedeuteten Foraminiferenmergelgruppe kennbar ist. Schließlich läßt sich auch eine Fortsetzung des marinen Konglomeratzuges über den Kamm des Posstrukgebirges gegen das Grunder Becken des Lavanttales in Zentralkärnten nachweisen.

Die marine Natur der überall großen Blockschutt führenden Konglomeratmassen, die Hilber in der Gegend von Gamlitz feststellte, konnte von mir auch in der Gegend von Leutschach Arnfels und Groß-Klein, also im gesamten zusammenhängenden Verbreitungsgebiet derselben durch Fossilfunde erwiesen werden. Das Auftreten der selbst hausgroße Blöcke führenden Schuttbildungen wurde ferner als Anzeichen einer Hebung im Gebiete der südlichen Korralpe angesehen, die einen gewaltigen Schuttransport von diesem Gebirgszuge her vor und während der „Grunder Zeit“ einleitete.

Von dieser Bewegung erscheinen jedenfalls die westlichen kohleführenden Ablagerungen im Eibiswalder Becken mitergriffen, da deren Sedimente bereits als Geröllkomponenten im „Konglomerat“ auftreten.

Die Hebung läßt in den folgenden Zeiträumen ein weiteres Fortschreiten gegen Nordosten erkennen.

Vor- oder tiefmediterran erscheint der Konglomeratkomplex von der Erhebung mitergriffen und gestört. Sein Emporreichen am Posstrukrücken bis 800 m — weiter westlich vielleicht noch bis 1000 m — läßt das bedeutende Ausmaß dieser Bewegungen erkennen.

Durch diese Hebung erscheint die Meeresverbindung, die zur Grunder Zeit zwischen Mittelsteiermark und dem kärntnerischen Lavanttal bestanden hat, wieder unterbunden.

Die Störungen, welche viele der kohleführenden Ablagerungen in den östlichen Zentralalpen erfahren haben, mögen zum großen Teil demselben Zeitraum angehören.

Die Ausbildung der Flexur Spielfeld—Gamlitz und die Entstehung der Bruchlinie von St. Egydi wurde mit den Beckenvertiefungen in Zusammenhang gebracht, die während der zweiten Mediterranstufe sich geltend machten.

Zur Ablagerungszeit der „Leithakalkbildungen“ erwies sich insbesondere das Sausalgebiet von Senkungen betroffen. Die entstehenden mächtigen Riffbauten, also stets unter seichtem Wasser abgelagerten Sedimente, — bei gleichzeitiger, schon von Stur erörterter Regression der „Leithakalkstufe“ aus dem westlichen Teil der Sausalbucht — ließen die Annahme lokaler Senkungsvorgänge als notwendig erscheinen. Die Tiefenlage der paläozoischen Gesteine und die große Mächtigkeit der Riffbauten in dem nordöstlich oder besser NNO vom Sausal gelegenen Raum ließ vermuten, daß das Sausalgebiet im Mediterran als eine gegen NNO sich stärker senkende Platte anzusehen ist.

Die Diskordanzen innerhalb der Leithakalke des nördlich davon gelegenen Aframer Zuges ließen die Fortdauer der tektonischen Bewegung bis nahe an die sarmatische Zeit heran erkennen.

Es ergab sich also ein Fortschreiten und eine Zunahme der senkenden Vorgänge seit dem Beginn der zweiten Mediterranstufe in der Richtung von SSW—NNO.

In dem nordöstlichsten Teil der mittelsteirischen Bucht, dem Pinkafelder Becken, kam es vor Ablagerung der „Leithakalkstufe“ ebenfalls zu senkenden Bewegungen. Entlang der von Mohr nachgewiesenen Bruchlinie von Friedberg (Funnel), die noch das Sinnerdorfer Konglomerat (= Pittener Horizont) verwirft, scheinen die Störungen stattgefunden zu haben. Die Lokalisierung der transgredierenden Mediterransedimente auf die östliche, gesenkte Scholle lassen den Zusammenhang in der Verbreitung derselben mit der tektonischen Bewegung erkennen.

Östlich und südöstlich der Pinkafelder Bucht lag ebenso wie in der Grunder Zeit im Mediterran eine mächtige Erhebungsreihe, die von dem „Günser Horst“ bis an die Schieferinsel von Sulz bei Güssing heranreichte.

Vor Beginn der sarmatischen Stufe schritt die Senkung in nordöstlicher Richtung weiter fort. Die mediterranen Strandbildungen, die sich NO und O des Sausals abgelagert hatten, erscheinen tief abgesenkt (Aframer Zug, Gleichenberger Gegend). Die um zirka 220—300 m verschiedene Höhenlage der Strandsedimente im Sausalgebiete und bei Gleichenberg ließ eine Absenkung in letzterer Gegend um beiläufig diesen Betrag notwendig erscheinen. Die im Eruptivgebiete kennbare Auflagerung von über 300 m mächtigen, sarmatischen Sedimenten auf die gesenkten Mediterranbildungen bei gleichzeitiger Regression der „brackischen Stufe“ im Sausal ließ das vorsarmatische Alter der Bruchbewegung erkennen.

Die Senkung hat auch noch bis an den nördlichen Alpenrand zwischen Graz und Weiz herangereicht und in diesem Raume die Transgression tiefsarmatischer Schichten unmittelbar über das Grundgebirge ermöglicht.

Die Begrenzung der gesenkten Scholle gegen WSW ist durch die (in der Wildoner Gegend schon von Granigg erkannte) Bruchlinie Wildon—Mureck gegeben.

Die sarmatische Stufe ließ die in der früheren Arbeit über das südliche Eruptivgebiet von Gleichenberg durchgeführte Gliederung auch noch in der übrigen Mittelsteiermark erkennen.

Die untersarmatischen Ablagerungen konnten am Westrande des Ablagerungsraumes bei Fernitz und Wildon konstatiert werden. Sie wurden als Bildungen in einem randlichen ruhigen Becken aufgefaßt; ihre paläontologische Charakteristik ist durch die Syndosmien gegeben.

Die mittelsarmatische Stufe, im großen und ganzen als die mehr oder minder grobklastische Ausfüllung jenes tieferen, untersarmatischen Beckens gedacht, erwies sich als Seichtwasserbildung. Die Diagonalschichtung der Sande und das Auftreten der ihrer Entstehung nach den Jahresringen vergleichbaren schönen Bänderungen an Mergelgesteinen, ließen den Einfluß mächtiger Grundströmungen erkennen.

Der Transport von grobem Sediment und die Fossilarmut dieser Facies steht damit im Einklang.

Der geringe Salzgehalt des Beckens, für den das Vorhandensein der Grundströmung spricht, ließ sich auch in der verarmten Fauna und in der Einschaltung von Schilfpflanzen führenden Horizonten erkennen. Als Leitfossilien mittelsarmatischer Schichten wurden *Car-*

dium cf. Barboti, *Fragilia fragilis*, *Cardium nov. sp.* vermerkt. Das reichliche Vorkommen von *Ervilia podolica* und großen *Modiola marginata*-Formen in denselben wurde hervorgehoben.

Auch die mittelsarmatische Stufe ließ sich im westlichen Teil der Grazer Bucht nachweisen sowohl im Gebiete der „Gräben“ (zwischen dem Eruptivgebiet und der Murlinie Wildou—Fernitz) als auch bei Waldhof westlich von Graz.

Unter- und mittelsarmatische Schichten zeigten annähernd dieselbe Verbreitung. Sie erfüllten das Becken, welches zwischen dem Ostabbruch des Sausals und dem Eruptivgebiet gelegen ist. Nach Norden hin transgredierte sie über dem Grundgebirge zwischen Graz und Weiz. Dagegen fehlten sie wahrscheinlich in dem nordöstlichen Teil der Grazer Bucht, in der Hartberger Scholle und der Pinkafelder Bucht sowie in jener schon im Mediterran vorhandenen östlichen Erhebungsreihe Günsler Horst—Sulz bei Güssing. Das mittelsarmatische Becken war durch dieselbe im Nordosten von der pannonischen Bucht abgeschlossen.

Das obersarmatische Meer zeichnet sich durch eine andere Verbreitung gegenüber der „tieferen sarmatischen Stufe“ aus. Seiner Ablagerung sind tektonische Bewegungen vorausgegangen, welche sich im Bereiche des Sausalgebiets und in der angrenzenden Region „der Gräben“ sowie in dem übrigen westlichen Teil der Grazer Bucht als eine Hebung herausstellten. Sie äußerte sich nicht nur in der Regression des obersarmatischen Meeres aus dem bezeichneten Raum, sondern auch in der allgemein bedeutenden Höhenlage der mediterran-alsarmatischen Komplexe.

Die Höhenlage übersteigt um rund 100 m jenen Wert, welcher für den maximalen Stand des Meeresspiegels der betreffenden Stufen im Wiener Becken ermittelt wurde. Auf die Erkenntnis der Gleichzeitigkeit dieser hebenden Vorgänge mit den Faltungsvorgängen in Untersteiermark komme ich noch zurück.

Die Ablagerungen der obersarmatischen Stufe entsprechen ihrem Habitus nach jener Facies, die im Wiener Becken allgemein durch ihren Fossilreichtum auffällt.

Es sind große und dicke Mactraformen, dickschalige Tapes, Cerithien und Cardien, welche der Fauna ihr Gepräge verleihen. *Cardium Jammense*, *Mactra Fabreana*, *cf. caspia*, *Cerithium Hartbergense* etc., *Donax lucida* und Cardienformen der *Obsoletum*-Gruppe, die zu pontischen Formen hinüberführen, sind nur im Obersarmat anzutreffen gewesen. Es kommt das Auftreten der charakteristischen kalkbildenden Peneropliiden und das Erscheinen von Spirorbiskalken hinzu. Nach dem Vorkommen der reichen, marinen (brackischen) Fauna und von Oolithbildung zu schließen, dürfte der Salzgehalt gegenüber jenem der tiefsarmatischen Schichten bedeutender gewesen sein.

Die Facies, ausgezeichnet durch reichlich auftretende Kalkbänke, erweist sich als eine mächtige Folge von Seichtwasserbildungen, die das abgesunkene und von Hebungszone begrenzte Becken ausfüllten. Der vorwiegend sandige Charakter, das Zurücktreten von Tegeln und Schiefer-tonen entsprechen dieser Bildungsweise. Das obersarmatische Meer zeigt sich, wie erwähnt, durch die Hebung aus dem westlichen Teil der Grazer Bucht verdrängt, transgredierte hingegen in der Hartberger

Scholle (NO-Teil der Grazer Bucht) unmittelbar über dem Grundgebirge (wahrscheinlich auch bei Fürstenfeld). Es war somit die Hebung im W und SW der Grazer Bucht von einer Senkung im NO begleitet.

Diese tektonische Bewegung fügt sich neuerdings in die Reihe jener gegen NO fortschreitenden sinkenden Bewegungen ein, die bereits im Mediterran kennbar waren.

Die östliche Festlandsbarre der Schieferinseln Sulz-Güns war auch noch in obersarmatischer Zeit vorhanden, wie aus dem Fehlen obersarmatischer Sedimente in der Umrandung dieser paläozoischen Inselberge und aus den nachweisbar jüngeren tektonischen Bewegungen dortselbst hervorgeht.

Die in der Fortsetzung dieser Inselreihe gegen SSO auftretende Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen ragte zur Grunder und mediterraner Zeit noch bedeutend, in sarmatischer Epoche kaum über dem Meeresspiegel empor. Das Gleichenberger Trachytmassiv hingegen bildete in seinen höchsten Teilen dauernd eine Klippe.

Die obersarmatischen Ablagerungen zwischen Hartberg und Friedberg (Grafendorf, Lafnitz) zeigen durch ihre Höhenlage, die sie erreichen (über 500 m), durch die Störungen im Schichtmaterial und schließlich durch die großen Höhenunterschiede, die sie an nahe aneinander gelegenen Punkten untereinander aufweisen, die Andauer tektonischer Bewegungen bis in die Zeit während und nach ihrer Ablagerung an.

Die Diskordanzen, welche aus Fig. 6 kennbar sind, lassen annehmen, daß die Störungen bereits während der Sedimentierung des Obersarmats begonnen haben.

Wie Fig. 6 zeigt, lagerten sich auch die pontischen Bildungen dem fast senkrechten Abbruch der obersarmatischen Bänke an. Es ist anzunehmen, daß — nach der Höhenlage des Obersarmats¹⁾ zu urteilen — eine Hebung der Scholle um zirka 100 m in nachobersarmatisch-vorpontischer Zeit stattgefunden hat. Auch diese jüngste nachweisbare Hebung fügt sich als Endglied den gegen NO fortschreitenden miocänen Hebungen harmonisch ein.

Das tektonische Gefüge der mittelsteirischen Bucht ist indessen nach Ablagerung der sarmatischen Stufe noch keineswegs gefestigt. Es wurde bereits in einer vorläufigen Mitteilung hervorgehoben, daß sich im Tiefponticum ein gewaltiges Senkungsfeld ausbildete, das am Günser Horst tiefpontische, in der Umrandung der östlichen Inselreihe Sulz—Harnischer Wald vielleicht noch etwas höher pontische Bildungen transgredieren läßt.

Der Südrand der sich senkenden Scholle ist durch eine Flexur gegeben, die sich aus der Gegend von Radkersburg über St. Anna, Gleichenberg und Prädiberg bis Fernitz südlich von Graz verfolgen ließ.

Da auch die tieferen pontischen Schichten noch an der Absenkung Anteil nehmen, läßt sich eine allmähliche Ausgestaltung der sich vertiefenden Depression annehmen.

¹⁾ Die obersarmatischen Schichten erreichen hier eine Seehöhe von 500 m.

Parallel dieser wichtigen Dislokation bildeten sich die basaltischen Tuffberge, während die ausgedehnten Basaltmassen in der durch diesen Vulkan und Störungsbogen umrahmten Region zum Ausfluß gelangten.

Noch jüngere tektonische Bewegungen lassen sich im südlichen Gleichberger Eruptivgebiete Nord—Süd fortschreitend erkennen.

Daß auch das Auftauchen der sarmatischen Vorkommnisse, die sich in NNW-Aneinanderreihung im zentralen Teil des Beckens von Kumpergraben über Fünfung, Arnwiesen, Rollsdorf bis nach Wohngraben, Lohngraben, Großpesendorf und Etzersdorf verfolgen lassen, in solch spätpontischen tektonischen Bewegungen seine Erklärung findet, wird an anderer Stelle zu begründen sein. Da die tektonischen Verhältnisse während der Pliocänepoche in Mittelsteiermark einer besonderen Publikation vorbehalten bleiben, mag an dieser Stelle nur flüchtig auf dieselben hingewiesen sein.

Als tektonisches Hauptmerkmal der mittelsteirischen Bucht im Miocän hat sich, wie erwähnt, ein gegen NO gerichtetes Fortschreiten der tektonischen Bewegungen ergeben, die nach Ablagerung jener weitverbreiteten Foraminiferenmergelgruppe und ihrer lacustren Äquivalente eingesetzt hat.

Die auf pag. 617 folgende Zusammenstellung soll die tektonischen Bewegungen erläutern.

Die Zurechnung dieser beobachteten tektonischen Erscheinungen zu einzelnen Bewegungsphasen erscheint naturgemäß sehr der Willkür anheimgegeben. Je weiter die Untersuchungen ins Detail eindringen, desto zahlreicher und mannigfaltiger werden die Vorgänge uns entgegentreten. Das, was uns häufig als Werk eines einzelnen Bewegungsaktes erscheint, läßt sich aus zahlreichen einzelnen, in Raum und Zeit wechselnden Störungen zusammengesetzt erkennen.

Immerhin ist jedenfalls kein regelmäßig andauernder Puls in der Ausbildung dieser jugendlichen Tektonik kennbar.

Sowie der Schauplatz der Störung nach Raum und Zeit wechselt, so erscheint auch das Ausmaß der Bewegung Hand in Hand damit an- oder abzuschwellen.

Es sei hervorgehoben, daß die mit 2 und 3 bezeichnete tektonische Phase in der Hebung der Korralpe, den gewaltigen Schuttbildungen und in der Ausbildung jenes ausgedehnten Senkungsfeldes, in dem marine und lacustre, untermiocäne Absätze zur Ablagerung kamen, sich besonders ausprägt.

Die Bewegungsphasen 6—8 heben sich wiederum durch die Verdrängung des obersarmatischen Meeres bis in die Oststeiermark und durch die Ausbildung des so umfassenden pontischen Senkungsfeldes deutlich hervor.

Ein Vergleich der Höhenlage der Miocänablagerungen läßt ferner erkennen, daß die Hebung im SW am Possruk und an der südlichen Korralpe ihr bedeutendstes Ausmaß erreicht hat.

Es wurde bereits in einer vorläufigen Mitteilung hervorgehoben, daß die altmiocäne Hebung (im südlichen Mittelsteiermark) und die Ausbildung des tiefmiocänen Senkungsfeldes jenen Bewegungen Untersteiermarks annähernd gleich alt erscheinen, die dort die oligocänen

1. Vormiocän	Hebung in: ?	Senkung kennbar durch: Übergreifen der basalen marinen Mergel am Possruk
2. Nach Ablagerung der „basalen marinen Mergel“	Koralpe (mächtige Sedimentzufuhr)	Mittelsteirisches Becken der Foraminiferenmergelgruppe und der lacustren Ablagerungen. Horizont der Lignite von Pitten in weiten Regionen.
3. Nach Ablagerung der Foraminiferenmergelgruppe und Äquivalente.	Koralpe und Eibiswalder Becken	Schuttbildungen der Grunder Stufe zwischen Saggau und Sulm. Transgression derselben am Possruk. Vertiefung der Grunder Depression an vorgenannten Punkten.
4. Nach Ablagerung der Grunder Schichten	Koralpe, Possruk, Konglomeratzone zwischen Saggau und Sulm	Störungen von St. Egydi, Gamlitz, Ehrenhausen. Senkung im Sausalgebirge. Senkung von Friedberg—Pinkafeld.
5. Nach Ablagerung der zweiten Mediterranstufe	?	Transgression des sarm. am nördlichen Beckenrand. Übergreifen über meditt. Strandbildungen. Brachlinie Wildon—Dobl—Mureck.
6. Nach Ablagerung der tieferen sarm. Schichten	Gebiet zwischen der Murlinie Graz—Spielfeld und Gleichenberger Eruptivgebiet	Ausbildung der Depression zwischen dem Gleichenberger Eruptivgebiet und der Hartberger Scholle. Transgredieren des Obersarmats dortselbst am Grundgebirge.
7. Nach (und während) der Ablagerung der obersarm. Schichten	Bei Grafendorf (Zwischen Hartberg und Friedberg).	Transgression der pont. Schichten am Günser Horst und der östl. Inselreihe.
8. Während und nach Ablagerung der pontischen Schichten im engeren Sinne	?	Ausbildung und Vertiefung des pontischen Senkungsfeldes. Flexur Radkersburg—Gleichenberg—Fernitz. Störungslinie Fünffing—Großpesendorf. Basalt-Tuffkranz. Basalt des Hochstraden.
9. Während und nach Entstehung der Belvedere-schotter (= mittel-oberpontisch der ungarischen Geologen) Vorlevantinisch	—	Störungen der pontischen Basaltdecken, Brüche im südlichen Gleichenberger Eruptivgebiet. Jüngste Eruptionen im Klöcher Massiv.
10. Altlevantinisch?	—	Weiterausbildung und Störung des Senkungsfeldes in den östlichen Windischen Büheln zwischen Friedau—Luttenberg.

Schichten fast allerorts vormiocän (oder tiefmiocän) zu Faltenwellen aufgestaut hatten.

Desgleichen wurde angegeben, daß die vorobersarmatische (und obersarmatische) Hebung in Mittelsteiermark und die nachfolgende pontische Senkung mit der postmittelsarmatischen (zum Teil auch obersarmatischen) Faltung Untersteiermarks zeitlich koindiziert.

Da die untersteirische Zone von Süd gerichteten Faltenbewegungen beherrscht ist, wurde angenommen, daß die mittelsteirische Scholle südwärts an die untersteirische, sich faltende Zone angepreßt wurde.

Die im Tiefmiocän und im Spätsarmat im südlichen Mittelsteiermark besonders zum Ausdruck kommende Hebung erscheint demnach als das Ansteigen dieser Region bei der Faltung der südlich vorgelagerten untersteirischen Zone.

So fügen sich diese in jungtertiärer Zeit so verschieden gebauten tektonischen Zonen zu einer harmonischen Einheit zusammen, und erscheinen als Bauelemente jener ausgedehnten Regionen der südöstlichsten Alpen. In ihrem südlichen Teile, den Savefalten sind diese von südgerichteten Faltungen und Überkippungen der Schichtfolge, in ihrem nördlichen Teile, der mittelsteirisch-zentralkärntnerischen Scholle (und ihren Vorlagen) von Hebungen, die gegen die Savefalten an Ausmaß zunehmen und von nachfolgenden Senkungen beherrscht.

Das Bild, das ich von dem Schichtenaufbau und den Störungen in Mittelsteiermark entworfen habe, bedarf sicherlich noch manchen Ausbaus und mancher Begründung auf paläontologischer Grundlage. Ich glaube aber, daß sich dank der zahlreichen Arbeiten bisheriger Forscher, insbesondere der interessanten Aufnahmen Prof Hilbers und der Studien von Prof. Hoernes eine genügende Grundlage geschaffen war, um der schwierigen, aber sehr interessanten Frage der miocänen Tektonik dieses Gebietes näherzutreten. Ich hoffe in diesem Versuch einen Beitrag für deren Kenntnis geliefert zu haben.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite	Seite
Vorbemerkung .	503	[1]
Begrenzung der mittelsteirischen Scholle .	503	[1]
1. Kapitel: Der Untergrund der Grazer Bucht (Mittelsteier)	504—509	[2—7]
2. Kapitel: Einige Bemerkungen über das Trachytmassiv von Gleichenberg	509—515	[7—13]
3. Kapitel: Mittelsteiermark im Oligocän .	515	[13]
4. Kapitel: Die „basalen marinen Mergel“ des Miocäns in Mittelsteiermark .	515—520	[13—18]
5. Kapitel: Störungsphase nach Ablagerung „der basalen marinen“ Mergel .	520—521	[18—19]
6. Kapitel: „Der Foraminiferenmergel“ (= mittelsteirischer Schlier) und seine Beziehungen zu den Süßwasserschichten von Wies und Eibiswald	521—534	[19—32]
Kapitel: Stratigraphische Parallele der tiefmiocänen Ablagerungen Mittelsteiermarks mit jenen Untersteiermarks und anderer Gebiete .	534—537	[32—35]
8. Kapitel: Störungsphase nach Ablagerung der Foraminiferenmergelgruppe und der stratigraphisch äquivalenten Süßwasserschichten	538—544	[36—42]
9. Kapitel: Die Grunder Stufe in Mittelsteiermark	545—558	[37—56]
10. Kapitel: Störungsphase nach Ablagerung der Grunder Schichten	558—561	[56—59]
11. Kapitel: Die zweite Mediterranstufe	561—570	[59—68]
12. Kapitel: Störungsphase vor Ablagerung der tieferen sarmatischen Schichten .	570—573	[68—71]
13. Kapitel: Die untersarmatische Stufe .	573—576	[71—74]
14. Kapitel: Die mittelsarmatische Stufe	576—587	[74—85]
15. Kapitel: Störungen nach Ablagerung der tieferen sarmatischen Schichten	587—590	[85—88]
16. Kapitel: Die obersarmatischen Schichten .	590—601	[88—99]
Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1913, 63. Band, 9. Heft. (A. Winkler.)		80

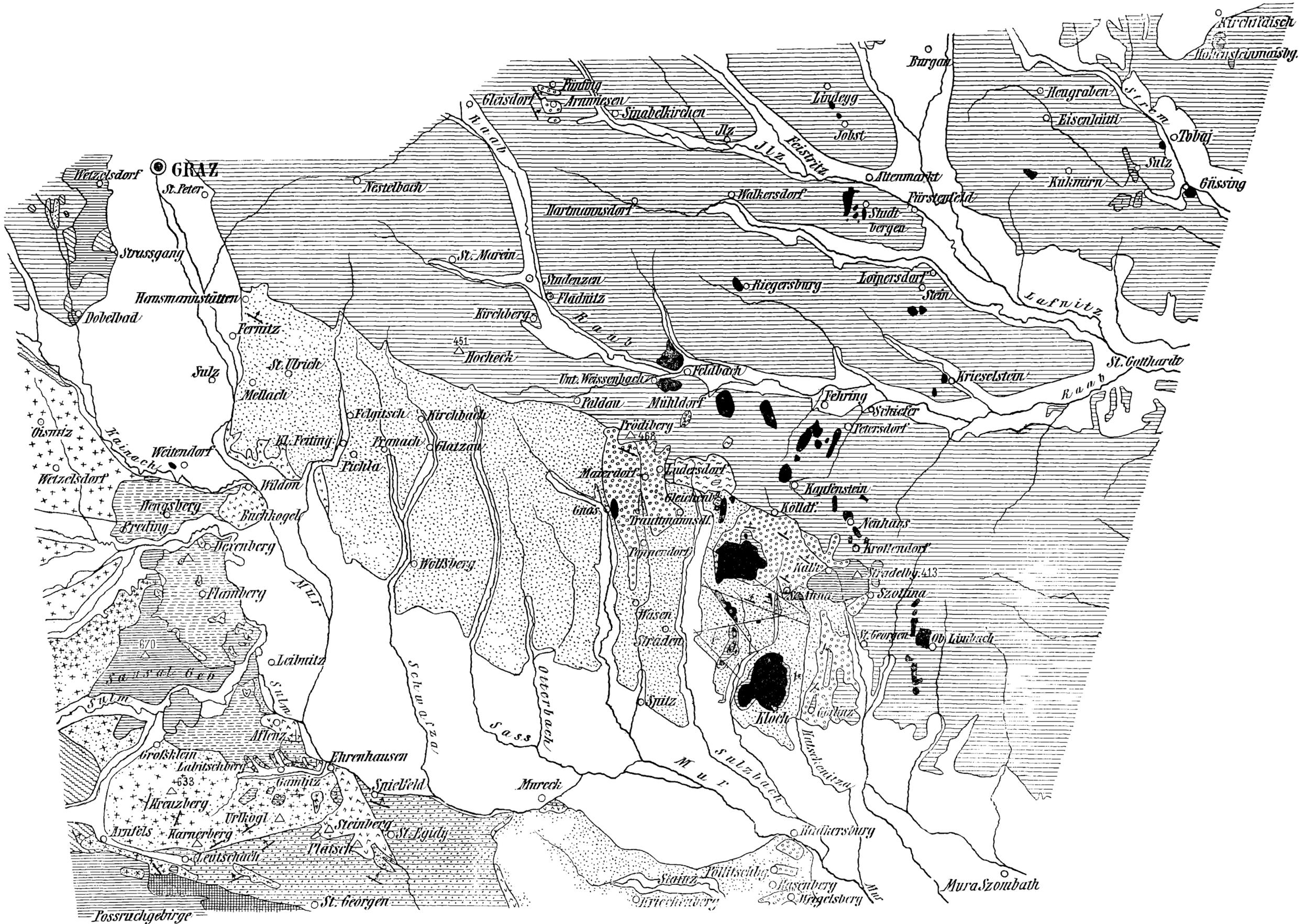
	Seite	Seite
17. Kapitel: Obersarmatische Bewegungen	601—602	[99—100]
18. Kapitel: Einige Beziehungen der mittelsteirischen sarmatischen Schichten zu jenen Untersteiermarks und Rußlands	602—609	[100—107]
A. Untersteiermark	602—604	[100—102]
B. Rußland	605—609	[103—107]
19. Kapitel: Resumé über „Mittelsteiermark im Miocän“	609—618	[107—119]

Darstellung der bisherigen Gliederungen des mittelsteirischen Miocäns.

(Profilabelle II.)

R. Hörnes, Bau u. Bild der Ebenen 1908	Allgemeine Gliederung	Hilber ¹⁾ 1893 und 1908	Stur 1871		Autor 1913	Allgemeine Gliederung
		Mittelsteiermark	Sausalgebirg etc.	Windische Bühel		
Sarmatische Ablage- rung von Fernitz, St. Geogen, Kirch- bach, Gleichenberg, Hartberg, Arnwiesen, Graz	Sarmatien	Wie bei Hörnes	Sarmat. von Gleichenberg und Hartberg	—	Obersarmatische Ablagerungen. Mittelsarmatische Ablagerungen. Untersarmatische Ablagerungen.	Sarmatien
			Leithakalke des Sausalgebirges, von Wildon, Afenz, Ehren- hausen, Gleichenberg etc. Oberer Sand und Cinamonumsandstein	Leithakalke des Sausal. Obere Sande u. Schotter bei Wildon, Ehrenhausen, Gamlitz, St. Egydi	Leithakalke des Sausal, Wildon, Ehrenhausen etc. } Leithaschotter	
Grunder Schichten von St. Florian, Pölsner Mergel, Ois- nitzer Sand, Gam- litzer Sand, Kohle führende Ablagerung des Labitschberges, Köflach, Eibiswald, Wies etc. Horizont der Lignite von Pitten	Helvetien = Grunder Stufe	Florianer Tegel, Pölsner Mergel, Gamlitzer Sand, Mittelsteir. Schlier = Foram.-Mergel	Oberer Sand	Oberer Sand	Pölsner Mergel, Florianer Tegel und Sande, Gam- litzer Sande und Kongl. Kongl. mit Schuttbild. von Arnfels, St. Egydi, Radlkonglomerat? Foraminiferenmergel- gruppe, marine Mergel von Leutschach, Eibis- walder und Wiesersch. Schichten i. Untergrund der Florianer Bucht (Schwanberg)	Oberes Helvetien = Grunder Schichten Mittelsteiermarks Unteres Helvetien
			Florianer Tegel, Flöz des Labitsch- berges, Unterer Sand von Ilasreit [= Schichten von St. Florian]	Foraminiferenmergel, Unterer Sand [= Schichten von St. Florian]		
Fehlt	Burdigalien	Kohleführende Ablage- rungen von Köflach, Eibiswald, Wies, Labitschberg b. Gamlitz, Rein, Mantscha, Nieder- Schöckl, Weiz, Pinka- feld etc.	—	—	Basale marine Mergel am Possrukrande	Burdigalien
			Schichten von Eibiswald und Sotzka am Possrukrande			

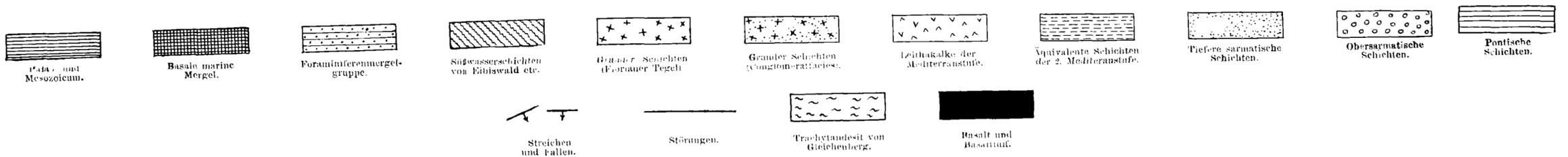
¹⁾ Prof. Hilber hält seine frühere Meinung, daß die kohleführenden Ablagerungen dem Burdigalien (= erste Mediterranstufe) entsprechen, im Jahre 1908 nicht im vollen Umfang aufrecht.

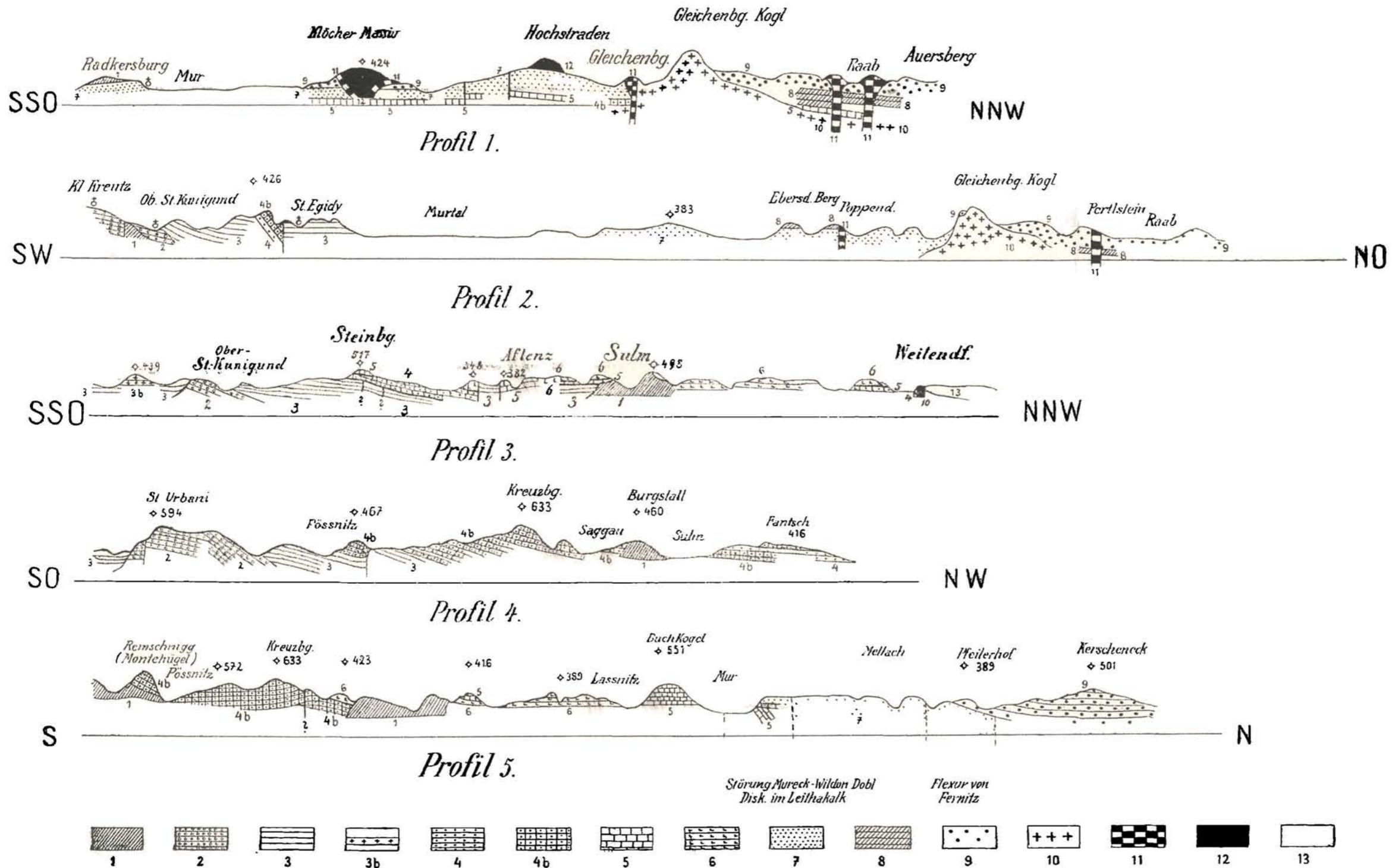


Übersichtskarte des Tertiärgebiets von Mittelsteiermark.

Mit Berücksichtigung der publizierten geologischen Aufnahmen von V. Hilber, K. v. Terzaghi, H. Leimeier, K. Faßmann und jener der k. ung. Geologischen Reichsanstalt nach eigenen Aufnahmen und Begehungen zusammengestellt von A. Wankler.

Maßstab: 1:200.000.





1. Paläo- und Mesozoicum.
 2. Basale marine Mergel.
 3. Foraminiferenmergelgruppe.

3b. Tuffe in letzterem.
 4. Grunder Schichten (Florianer Tegel).
 4b. Grunder Conglomerat.

5. Leithakalk.
 6. Äquivalente Schichten der 2. Mediterranstufe.
 7. Tiefere sarmatische Schichten.

8. Ober-sarmatische Schichten.
 9. Pontische Stufe.
 10. Trachyt u. Andesit von Gleichenberg.

11. Basaltuff.
 12. Basalt.
 13. Diluvium und Alluvium.